Jahrbuch
der
Königl. Preussischen
Geologischen
Landesanstalt

Do
1588

1915
Teil I.

Do 1588 N>
40





BIBLIOTHEK DER NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT IN DANZIG

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
Tł. 15008

Jahrbuch

der

Königlich Preußischen Geologischen Landesanstalt

zu

Berlin

für das Jahr

1915.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

BIBLIOTHEK DES KÖNIGL. PREUSS. GEOLOGISCHEN LANDESANSTALT

Band XXXVI, Teil I.

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

Berlin.

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

1916.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
III 15008

7

Inhalt.

Seite

E. Böhne: **Das Randgebiet des Thüringer Waldes bei Schmalkalden und Steinbach-Hallenberg.** Hierzu Tafel 1—4 und 10 Abbildungen im Text 1

G. Dahmer: **Die Fauna der obersten Koblenzschichten von Mandeln bei Dillenburg.** Hierzu Tafel 5—9, 1 Texttafel und 1 Textfigur . 174

A. Denckmann: **Über Lossen's Kalkgrauwackenzone (γ in h2) im Selkegebiete des Blattes Harzgerode und einiger Nachbargegenden** 249

J. Ahlburg: **Über das Tertiär und das Diluvium im Flußgebiete der Lahn.** Hierzu Tafel 10—18 und 8 Figuren im Text 269

O. Grupe: **Über diluviale Gebirgsstörungen im hannoverschen Berglande und zur Frage der diluvialen Hebung des Harzes.** Hierzu Tafel 19—21 und 2 Textfiguren 374

O. Tietze: **Heulandit am Pangelberg bei Nimptsch.** Mit 1 Figur . 398

E. Naumann und E. Picard: **Die Terrassen des mittleren Saalelaufes.** Hierzu Tafel 22 401

J. Böhm: **Über die Emscher- und Untersenon-Fauna bei Sarstedt.** 416

J. Böhm: **Über die untersenone Fauna bei Burgsteinfurt und Ahaus.** 423

C. Gagel: **Die Dryastone und die postglazialen Schichten am Kaiser Wilhelm-Kanal.** Hierzu Tafel 23—26 und 1 Texttafel 429

A. Fuchs: **Neuere Beobachtungen im Devon des sauerländischen Faciesgebietes** 452

K. Keilhack: **Das glaziale Diluvium der mittleren Niederlande.** Mit 1 Karte 1 : 500000 [Tafel 27], 1 Profil und 5 Kartenskizzen im Text . 458

O. Tietze: **Neue geologische Beobachtungen aus der Breslauer Gegend.** Mit 2 Figuren und 1 Texttafel 498

O. Hörich: **Einige strukturbietende Pflanzenreste aus deutschem Culm und Devon.** Hierzu Tafel 28 508

H. Hess v. Wichdorff: **Über Flugsandebenen an der Ostseeküste im nördlichen Ostpreußen.** Mit 9 Abbildungen 525

E. Stolley: **Ergänzende Bemerkungen über die Untere Kreide Helgolands** 545

J. Böhm: **Über Kreideversteinerungen von Sachalin.** Hierzu Tafel 29 551

O. Tietze: **Die krystallinen Schiefer östlich Nimptsch.** Mit 2 Figuren und 1 Texttafel 559

P. Assmann: **Die Brachiopoden und Lamellibranchiaten der oberschlesischen Trias.** Hierzu Tafel 30—36 und 3 Textfiguren . . . 586

Sach- und Orts-Register 639

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Das Randgebiet des Thüringer Waldes bei Schmalkalden und Steinbach-Hallenberg.

Von Herrn **E. Böhne** in Schmalkalden.

Hierzu Tafel 1—4 und 10 Abbildungen im Text.

Angewandte Literatur.

Geisthirt, Chronica Smalkaldica. Um 1720. Neu herausgegeben vom Hennebergischen Geschichtsverein, Schmalkalden, 1881—1889.

Danz und Fuchs, Physisch-medizinische Topographie der Herrschaft Schmalkalden, Marburg 1848.

Akten des Bergrevieramts Schmalkalden.

Revierbeschreibung von Oberbergrat Richter (im Besitze der Geologischen Landesanstalt, Berlin).

Bücking, Gebirgsstörungen südwestlich vom Thüringer Walde, Jahrb. d. Kgl. Geol. Landesanstalt zu Berlin 1884, S. 515.

Bücking, Mitteilungen über Eruptivgesteine der Sektion Schmalkalden, Jahrb. d. Kgl. Geol. Landesanstalt zu Berlin 1887, S. 119.

Erläuterungen zu Blatt Schmalkalden von H. Bücking, Berlin 1906.

Erläuterungen zu Blatt Suhl von E. Zimmermann und R. Scheibe, Berlin 1908.

Erläuterungen zu Blatt Ilmenau von H. Loretz, R. Scheibe und E. Zimmermann, Berlin 1908.

Erläuterungen zu Blatt Crawinkel, E. Zimmermann von Berlin 1908.

Rosenbusch, Physiographie der Gesteine, Bd. II, 2.

Zirkel, Lehrbuch der Petrographie, Bd. I.

Sauer, Porphyrstudien, Mitteilungen der Großherzogl. Badischen Geol. Landesanstalt, Bd. II.

Vogel, Die Porphyre von Groß-Umstadt, Abhandl. d. Großherzogl. Hessischen Geol. Landesanstalt, Bd. II.

Zimmermann, E., Geologie des Herzogtums Sachsen-Meiningen, Hildburghausen 1902.

Iddings, J. P., The nature and origin of Lithophysae and the lamination of acid lavas, American journal of science, 3. Serie, Vol. XXXIII.

Philippi, E, Über die präoligocäne Landoberfläche in Thüringen. Zeitschr. d. deutsch. Geol. Ges., Abhandl. Bd. 62, H. III.

Fred Eug. Wright und Esper S. Larsen, Quarz als geologisches Thermometer, Zeitschrift für anorganische Chemie, Bd. 68, 1910.
Gärtner, Jena, Gutachten über die Gespringquelle bei Schmalkalden (im Besitz der Stadt Schmalkalden).

An geologischen Karten des Gebietes standen zur Verfügung:

Geognostische Übersichtskarte des Thüringer Waldes (1 : 100 000), herausgegeben von F. Beyschlag 1897.
Blatt Schmalkalden der geologischen Karte von Preußen (1 : 25 000), H. Bücking 1906.

Einleitung.[1]

Zwischen den Orten Schmalkalden und Steinbach-Hallenberg, bezw. den Wasserläufen der Schmalkalde und der Hasel, springt der Thüringer Wald fast rechtwinklig nach Südwesten in das flachere, unbewaldete Vorland vor[2]).

Dieser scharfe, bajonettartig verlaufende Abbruch des Vorlandes gegen das Gebirge, der für den Südwestrand des Thüringer Waldes besonders charakteristisch ist, tritt dem Beobachter am deutlichsten vor Augen, wenn er von einem der flachen, kiefernbestandenen Sandsteinrücken südlich von Schmalkalden nach dem Gebirge zu schaut. Umfaßt von den Tälern der Schmalkalde und Stille erhebt sich jenseits der flachen, mit Feldern bedeckten Buntsandsteinhügel des Vorlandes das bewaldete Gebirge zu einer Anzahl steiler Porphyrkuppen, die im Volksmunde »Asbacher Berge« heißen. Der Gegensatz zwischen ihnen und dem Vorlande (mittl. Meereshöhe 350 m) wird dadurch besonders scharf, daß sie dicht am Rande schon ihre höchsten Höhen erreichen — in dem Stillerstein (646 m) mit seinen annähernd gleich hohen Nachbargipfeln und dem Arzberg (617 m). Nach Norden zu fällt das Gelände — dem Blick des Beschauers durch diesen Randwall allerdings entzogen — sanft ab bis zum Ebertsgrund, indem an Stelle der

[1]) Vorliegende Arbeit wurde an der Königlichen Bergakademie zu Berlin unter Leitung von Herrn Geheimrat Professor Dr. Scheibe angefertigt.

[2]) Das behandelte Gebiet liegt im preußischen Kreise Schmalkalden am Südwestrande des Thüringer Waldes und erstreckt sich über die Südost- bezw. Südwestecke der Meßtischblätter Schmalkalden und Tambach.

steilen Porphyrkegel breite, flache Bergrücken (500—550 m) treten. Der Ebertsgrund, eine auffällige, dem Gebirge parallel verlaufende Talsenke, die sich nach SO in den Auslauf des Moosbachs, nach NW in den Struther Grund fortsetzt, trennt die Asbacher Berge von der Hauptmasse des Gebirges, die nördlich davon gleichförmig steil zum Rennstieg emporsteigt.

Die Eigenart des durch den Ebertsgrund und seine Fortsetzung im Nordosten, durch Schmalkalde und Stille im Westen und Süden begrenzten Gebietes paläozoischer Gesteine wird bedingt durch den häufigen Wechsel harter Eruptivgesteine und weicher Sedimente des Rotliegenden — beide teilweise überdeckt von Kalken, Dolomiten und Mergeltonen der Zechsteinformation. Dieser ständige Gesteinswechsel hat nicht nur die reiche orographische Gliederung des Gebietes veranlaßt, sondern er hat auch die Vorbedingungen geschaffen für dessen Wasser- und Waldreichtum. Über Berg und Tal zieht sich ein prachtvoller Mischwald aus Fichten, Lärchen, Tannen, Buchen und Ahorn, hier und da unterbrochen von frischgrünen, quellreichen Waldwiesen oder steilen, spärlich bewachsenen Felshängen.

Die Gewässer des Gebietes gehören zum weitaus überwiegenden Teil dem Flußgebiet der Schmalkalde, zum kleineren Teil dem Flußgebiet der Hasel an, die beide in südlicher bis südwestlicher Richtung der Werra zufließen. Die Wasserscheide zwischen beiden zieht sich von der Rotteroder Höhe über den Kohlberg westlich von Altersbach nach der Altersbacher Haltestelle. Der wichtigste Wasserlauf innerhalb des Gebietes ist der Asbach, als Nebenfluß der Stille zum Flußnetz der Schmalkalde gehörig.

Die geologischen Gebilde, die am Aufbau des hier berücksichtigten Gebietes teilnehmen, ordnen sich in zwei ungleiche Gruppen, von denen die eine — das Perm — das Gebirge und dessen Rand ausschließlich zusammensetzt, während die andere — die Trias — auf das südliche und west-

liche Vorland beschränkt ist. Von der ersten Gruppe sind, wenn auch in sehr ungleicher Verbreitung, bis auf das Untere Rotliegende sämtliche Glieder vertreten, nämlich:

Rotliegendes:
- A. Mittel-Rotliegendes:
  - I. Goldlauterer Schichten.
  - II. Oberhöfer Schichten.
- B. Ober-Rotliegendes:
  - Tambacher Schichten.

Zechstein:
- A. Unterer Zechstein:
  - I. Zechsteinkonglomerat mit Mutterflöz.
  - II. Kupferschiefer.
  - III. Zechsteinkalk.
- B. Mittlerer Zechstein:
  - Hauptdolomit bezw. Rauhwacke, der zugleich mit Teilen des Unteren Zechsteins vom Riffdolomit vertreten sein kann.
- C. Oberer Zechstein:
  - I. Untere Letten.
  - II. Plattendolomit.
  - III. Obere Letten.

Von der zweiten Formationsgruppe, der Trias, hat sich nur das älteste Glied erhalten, und zwar nur in den zwei untersten Abteilungen:

Buntsandstein:
- A. Unterer Buntsandstein:
  - I. Bröckelschiefer.
  - II. Feinkörniger Buntsandstein.
- B. Mittlerer Buntsandstein:
  - Grobkörniger Sandstein.

Das Rotliegende und seine Eruptivgesteine.

Von den drei Stufen des Rotliegenden im Thüringer Walde, dem Unteren Rotliegenden mit Gehrener und Manebacher

Schichten, dem Mittleren mit Goldlauterer und Oberhöfer Schichten und dem Oberen Rotliegenden, den Tambacher Schichten, sind in dem behandelten Gebiet zwischen Floh und Steinbach-Hallenberg nur die beiden letzten Stufen vertreten, und zwar besitzen von diesen die Oberhöfer Schichten die größte Ausdehnung. Sie haben von den Goldlauterer Schichten bei Floh bis zu den Resten des Ober-Rotliegenden bei Rotterode gerechnet, einschließlich der Eruptivdecken eine Mächtigkeit von annähernd 1500 m und lassen eine Einteilung in drei Zonen zu, von denen die liegende und die hangende Zone ausschließlich von Sedimenten gebildet werden (mit Ausnahme des intrusiven Mesodiabases). Der mittleren Zone sind, wie im Hauptverbreitungsgebiet der Oberhöfer Schichten, dem mittleren Thüringer Walde, vorwiegend saure Ergußgesteine und deren Tuffe von mehreren hundert Metern Mächtigkeit eingelagert, hinter denen die zwischengeschalteten Sedimente im Landschaftsbilde noch mehr als auf der Karte zurücktreten. Diese Eruptivdecken, bis auf einige unbedeutende Melaphyrlager ausschließlich Quarz- und Felsitporphyre, bilden mit den liegenden und hangenden Sedimenten eine das ganze Gebiet einnehmende tektonische Mulde, die sich an die muldenförmige Stellung des Gesamt-Rotliegenden im Thüringer Walde als Spezialmulde anschließt und auf derselben SSW—NNO gerichteten Linie wie dieses westlich von Altersbach ihr Muldentiefstes erreicht. Während die Sedimente durch die ganze Schichtenfolge sich in ihrer Beschaffenheit nicht charakteristisch unterscheiden und in jedem Horizont Sandsteine oder polygene Konglomerate vorherrschen, gestatten die Porphyre eine Trennung in eine Anzahl übereinander lagernder Ergüsse, aus denen sich vier Gesteinstypen von petrographisch verschiedener Beschaffenheit ausscheiden lassen.

Diese sind dem Alter nach der Hallenburgporphyr, der Kombergporphyr, der Hachelstein- und der Heftebergporphyr, alle so genannt nach ihrem Hauptverbreitungsgebiet. Davon gehören die beiden letzteren teils infolge ihrer Fluidalstruktur,

teils der kleinen Einsprenglinge wegen fraglos den auf Blatt Crawinkel, Suhl und Tambach gewöhnlich als »Jüngere Oberhöfer Porphyre« bezeichneten Typen an, während der Kombergporphyr seiner großen Quarzeinsprenglinge wegen mit derselben Bestimmtheit zu den sogenannten »Älteren Oberhöfer Porphyren« gestellt werden kann. Der Hallenburgporphyr, der älteste Erguß, schließt sich zwar in der Größe der Einsprenglinge völlig den Jüngeren Porphyren an, muß aber doch seiner Lagerungsverhältnisse wegen zu den Älteren Porphyren gezählt werden.

Diese vier Porphyre sind nicht auf beiden Muldenflügeln in gleicher Weise vertreten. Auf dem schmäleren südöstlichen Flügel fehlen die Jüngeren Porphyre, und dem Kombergporphyr, der von dem ziemlich mächtigen Erguß des Hallenburgporphyrs durch ein Zwischenlager von Tuffen, Sandsteinen und Konglomeraten getrennt ist, folgt eine eruptivgesteinsfreie, nach NW fallende Schichtenfolge von Konglomeraten und Schiefertonen bis zu dem mächtigen Hirzbergkonglomerat, das als oberstes Glied der Oberhöfer Schichten das Muldentiefste erfüllt. Auf dem westlichen, viel mächtigeren Muldenflügel hingegen ist das Profil weit vollkommener zur Entwicklung gelangt[1]). Bis auf den Hallenburgporphyr finden wir hier sämtliche Glieder desselben vertreten, die mit einer Gesamtmächtigkeit von etwa 1500 m und einem Winkel von 10^0—30^0 nach SO, dem Muldentiefsten zu, einfallen. Auf die unbedeutenden, den liegenden Sedimenten eingeschalteten Melaphyrlager folgt der Kombergporphyr als mächtige Eruptivdecke, dann, durch eine nicht überall vorhandene Sandstein- und Arkoselage von ihm getrennt, der Hachelsteinporphyr, und diesem nach neuen Konglomerat- und Sandsteinschichten der Heftebergporphyr, der in mehreren Ergüssen von z. T. ungleicher Ausbildung das hangende Hirzbergkonglomerat unterlagert und sich ebenso wie der Hachelsteinporphyr nach dem Muldentiefsten zu auskeilt. Von dem ganzen Profil taucht demnach nur der Kombergpor-

[1]) Siehe Tafel 2, Profil Nr. I.

phyr auf dem südöstlichen Muldenflügel wieder empor und bildet dadurch den Leithorizont zur Klärung der Lagerungsverhältnisse. Am besten läßt sich die Aufeinanderfolge der verschiedenen Eruptivgesteine und zwischengelagerten Sedimente am Dörnbergstock verfolgen, wo keine Verwerfungen wie im übrigen Gebiet die Lagerungsverhältnisse verwirren. Auf dem Wege von der Käbachquelle aufwärts nach dem Stillerstein durchwandert man den interessantesten Teil des Profils in einer halben Stunde[1]) und kann dabei die verschiedene Ausbildung der einzelnen Ergüsse des Heftebergporphyrs gut beobachten. In ähnlicher Weise durchwandert man das Profil im Käbach aufwärts, obwohl hier die Stellung der verschiedenen Ergüsse des Heftebergporphyrs zueinander und zu dem hangenden Hirzbergkonglomerat nicht so klar ist wie dort. Im Gegensatz zu jenen überaus einfachen, regelmäßigen Lagerungsverhältnissen im Süden des Käbachs ist die nördliche Hälfte dieses Muldenflügels arg zerstückelt durch Verwerfungen, die zwar im Verein mit dem auflagernden Zechstein die Tektonik außerordentlich interessant machen, den stratigraphischen Aufbau aber verwirren.

Die rotliegenden Sedimente.

A. Das Mittlere Rotliegende.

I. Die Goldlauterer Schichten.

Die Goldlauterer Schichten, die an der Hausmaß und im Haderholzgrund (Bl. Schmalkalden und Tambach) regelmäßig entwickelt sind, scheinen bei Floh in ihrer Mächtigkeit stark reduziert zu sein und nehmen von dem behandelten Gebiet nur einen kleinen Streifen im äußersten Nordwesten ein. Infolge ihrer geringen Mächtigkeit könnte man geneigt sein, die darauf folgenden, häufig kalkhaltigen oder z. T. violettgrauen Sedimente des Hainberges bis an den Kohlberg noch zu ihnen zu zählen, zumal man in der Regel die Oberhöfer Schichten erst mit dem Älteren Porphyr beginnen läßt. Jedoch

[1]) Siehe Tafel 2, Profil Nr. 1a.

hat schon Bücking bei der Bearbeitung des Kartenblattes Schmalkalden die Grenze zwischen Goldlauterer und Oberhöfer Schichten nördlich des Hainberges gezogen, und es liegt m. E. kein Grund vor, diese Annahme zu verwerfen, da südlich von Floh sich bereits rote Sandsteine und Schiefertone einstellen, die der Regel nach schon zu den Oberhöfer Schichten gestellt werden. Immerhin ist eine genaue Abgrenzung der fehlenden Aufschlüsse wegen nicht möglich. Soweit in dem von Wiesen bedeckten, feuchten Gelände beobachtet werden konnte, bestehen hier die Goldlauterer Schichten aus grauen bis dunkelvioletten, dünnplattigen, muscovitreichen Sandsteinen, die durch Verwitterung meist in feine Blättchen zerfallen sind. Führt man die Grenze nach der Verbreitung dieser Blättchen, so muß in die Goldlauterer Schichten noch eine kleine Apophyse des Mesodiabases gestellt werden, die unweit südlich von Floh dicht an der Randverwerfung aufgefunden wurde. Fossilien konnten in diesem Horizont der mangelnden Aufschlüsse wegen nicht beobachtet werden.

Die Goldlauterer Schichten, die auf dem östlichen Muldenflügel im Unterschönauer Grund und am Arnsberg unter den Oberhöfer Schichten emportauchen, fallen außerhalb des Rahmens dieser Arbeit, die nur bis Steinbach-Hallenberg ausgedehnt ist.

II. Die Oberhöfer Schichten.

Gegenüber der unteren Stufe des Mittleren Rotliegenden, den Goldlauterer Schichten, nimmt die obere Stufe, die von den Oberhöfer Schichten gebildet wird, den größten Teil des behandelten Gebietes ein. Sie sind auf beiden Muldenflügeln in einer Mächtigkeit von annähernd 1000 m (ohne die Eruptivgesteine) entwickelt. Wie schon erwähnt, gliedern wir das gesamte Schichtensystem der Oberhöfer Stufe (wenigstens auf dem nordwestlichen Flügel) am einfachsten in eine untere Sedimentzone von den Goldlauterer Schichten bis zu dem ältesten Porphyrerguß des Kombergs und Kohlbergs, in eine mittlere Eruptivzone vom Komberg- bis zum Heftebergporphyr, und in eine

obere Sedimentzone, die von dem mächtigen, das Muldentiefste erfüllenden Hirzbergkonglomerat gebildet wird.

1. Die untere Sedimentzone.

Die untere Sedimentzone stellt zwischen Floh und dem Kohlberg eine flache, vom Vorland sich kaum abhebende Hügellandschaft dar, die fast ausschließlich von Feldern bedeckt ist. Sie besteht hauptsächlich aus grauen Arkosen, roten Sandsteinen, Schiefertonen und untergeordneten Tuffen, während grobe Konglomerate, die nördlich der Linie Schnellbach-Rotterode so häufig auftreten, hier fast fehlen. Sie beginnt am Nordabhange des Hainberges, konkordant den Goldlauterer Schichten aufgelagert, mit dünnplattigen, roten Sandsteinen und Schiefertonen, die von zahlreichen Apophysen der Mesodiabasmasse durchsetzt und durch Kontakt mit dieser teilweise umgewandelt sind. Nach dem Hangenden zu, am Kohlberg, stellen sich violette, feinkörnige glimmerarme und grobe glimmerreiche Sandsteine ein, die von einer groben, in ein buntes Konglomerat übergehenden Arkose überlagert werden. Dieses Konglomerat bezw. diese konglomeratische Arkose schließt die untere Sedimentzone gegen die Eruptivzone ab, die mit den verschiedenen Porphyrergüssen auf das Konglomerat übergreift. Letzteres findet sich am Kohlberg von Struth bis an die Randverwerfung hin ausgebildet, ist aber auch am Komberg, Hirschberg und Ringberg über den das Asbacher Tal bildenden Arkosen und Sandsteinen vertreten. Es führt zahlreiche, meist nuß- bis faustgroße, gelegentlich kopfgroße Gerölle von Glimmerschiefer, weißem und schwarzem Quarzitschiefer und Gangquarz, denen kleine Gerölle von dichtem Porphyr, Porphyrit und mitunter Granit beigemengt sind. Am Komberg, wo es die Melaphyrlager umschließt, geht es häufig in feinere Arkose über oder wechsellagert mit feinen Sandsteinen und weißen, weichen Schiefertonen. Hier wurde häufig verkieseltes Holz darin gefunden.

Diesen klastischen Sedimenten sind mehrere Kalkhorizonte im Süden und Norden des Hainberges eingeschaltet, von denen

der südliche schon in den Erläuterungen zu Blatt Schmalkalden Erwähnung findet. Der untere Kalkhorizont ist im Hangenden der Goldlauterer Schichten, westlich des Mesodiabaszuges, in dem nach Schnellbach führenden Fußwege aufgeschlossen. Er besteht aus grauen, muscovitreichen und kalkhaltigen Sandsteinen und Schiefertonen, die dem Mergelzechstein sehr ähneln, und denen an mehreren Stellen geringmächtige (bis $^3/_4$ m) Kalkflözchen eingelagert sind. Ob diese Kalkflözchen einer mehrfach verworfenen Kalkbank angehören, ist trotz des ständigen Wechsels in der Streichrichtung wohl möglich, aber infolge der durch die Mesodiabasdurchbrüche und spätere Verwerfungen gestörten Lagerung und der mangelhaften Aufschlüsse nicht festzustellen. Meist ist der Kalk, der auf der Karte mit blauer Farbe ausgezeichnet ist, von sehr dichtem Gefüge, muscheligem bis splitterigem Bruch und blaugrauer Farbe, zeigt aber stellenweise (so besonders in dem erwähnten Wege) auch eine feine schwarze Bänderung, die dem Gestein ein schönes Aussehen verleiht. Mit ihm verbunden finden sich dünnblätterige, schwarze, kalkhaltige Schiefertone, die ebenso wie die graugrünen Sandsteine verkohlte Holz- und Blattreste führen. Diese Fossilien konnten der schlechten Erhaltung wegen leider nicht näher bestimmt werden. Vielleicht fördern spätere Aufschlüsse bessere Funde zutage und ermöglichen eine genaue Abgrenzung zwischen Goldlauterer und Oberhöfer Schichten.

Ein oberer, gleichfalls über 300 m weit verfolgbarer Kalkhorizont tritt südöstlich des Hainberges am Heiligkreuz im Liegenden des Unteren Zechsteins auf und zeigt, weiter entfernt von den Mesodiabasdurchbrüchen und von der Randverwerfung, eine regelmäßige Lagerung, die bei einem Einfallen von 30° nach SO dem Generalstreichen dieses Muldenflügels entspricht. Dieser Kalkhorizont besteht aus einem bis 2 m mächtigen Kalkflöz, das von grauen, kalkhaltigen Sandsteinbänken begleitet wird. Es ist in dem Wege vom Kohlberg nach Struth ca. 100 Schritt weit aufgeschlossen, wird aber auch von dem über den Hainberg führenden Wege angeschnitten. Es

besteht aus einem z. T. dünnplattig sich absondernden, grauen bis grauvioletten oder rötlichgrauen Kalk von muscheligem Bruch. Zuweilen führt er Kalkspatlinsen oder grüne Tufffladen; Fossilien wurden nicht darin gefunden. Mit diesem Kalkhorizont steht vielleicht ein kleines Lager blauen Kalkes im Zusammenhange, das im kleinen Steinbach am Südhange des Hainberges aufgefunden wurde und wegen Überrollung nur wenige Meter weit zu verfolgen war.

Am Nordrande des Gebietes, also bei Struth, im Wolfstal und am Ebertsgrund bestehen die Sedimente im Liegenden des Kombergporphyrs aus groben Konglomeraten, Arkosen und roten Sandsteinen, die in eintöniger Aufeinanderfolge den Röderberg und Rinderberg zusammensetzen und sich mit den hier gleichfalls durch Sedimente vertretenen oberen Zonen der Oberhöfer Schichten bis zum Ober-Rotliegenden des Salzkopfs hinaufziehen. Die Sandsteine sind an der Straße im Lautenbach aufgeschlossen; die Konglomerate bestehen im Wolfstal und auf dem Rinderberg hauptsächlich aus Porphyrmaterial, groben Geröllen von Felsitporphyr der Gehrener Stufe und sphärolithischem Porphyr, wie wir ihn in den Sedimenten am Arzberg häufig finden, gelegentlich auch von Milchquarz. Häufig führen sie verkieseltes Holz. In einem Steinbruch östlich von Struth und in den Steinbrüchen des Lautenbaches werden die konglomeratischen Sandsteine teils als feiner Grus, teils als Werksteine zu Bauzwecken gewonnen.

Auf dem Südostflügel der Mulde beginnt die Eruptivzone schon mit dem Hallenburgporphyr, der also die Sedimente im Liegenden des Kombergporphyrs in zwei Teile teilt. Die untere Sedimentzone ist an der Straße nach Rotterode und oberhalb der Ruine Hallenburg aufgeschlossen und besteht hier aus grobbankigen, grauroten, konglomeratischen Arkosen und dünnplattigen, roten Schiefertonen.

2. Die Eruptivzone.

Mit dem Kombergporphyr bezw. dem Hallenburgporphyr (abgesehen von den östlich von Steinbach auftretenden Por-

phyren) beginnt die Eruptivzone, die mit ihren steilen Porphyrkuppen und tief eingeschnittenen Tälern den größten und schönsten Teil des Gebietes einnimmt. Ihr sind, wie schon erwähnt, die mächtigen Eruptivdecken des älteren, an großen Einsprenglingen reichen Kombergporphyrs und der jüngeren, durch kleine Einsprenglinge oder durch Fluidalstruktur ausgezeichneten Hachelstein- und Heftebergporphyre eingelagert. Hinter diesen Eruptivdecken treten die Sedimente so zurück, daß sie als Einlagerungen in den Porphyren erscheinen. In ihnen herrschen auf dem nordwestlichen Muldenflügel die feineren Sedimente, Rötelsandsteine, Schiefertone und Arkosen, auf dem südöstlichen Muldenflügel dagegen die gröberen Sedimente, die Konglomerate, vor.

Während die beschriebenen liegenden Sedimente im großen ganzen eine regelmäßige Schichtung zeigen, macht sich in dieser Zone infolge der an Mächtigkeit rasch wechselnden Lavaströme eine recht unregelmäßige Lagerung bemerkbar. Nicht nur die Eruptivdecken zeigen diese Diskordanzen, indem jüngere Lavamassen von den älteren Ergüssen auf die liegenden Sedimente übergreifen (besonders am Rande des Gebietes, am Kohlberg, bei Struth, im Ebertsgrund), sondern auch die ihre Unebenheiten ausgleichenden Sedimente, indem mächtige Sandsteinhorizonte plötzlich auskeilen oder in Konglomerate übergehen können.

a) Die Eruptivzone auf dem nordwestlichen Muldenflügel.

α) Sedimente zwischen Komberg- und Hachelsteinporphyr.

Ein Beispiel für die genannten Unregelmäßigkeiten der Lagerung ist der erste Sedimenthorizont im Hangenden des Kombergporphyrs. Er wird südlich von Struth aus Konglomeraten gebildet, geht schon am Kohlberg in Rötelsandsteine über und keilt sich nach der Randverwerfung zu aus. Die weichen Sandsteine geben hier dem Boden eine ausgesprochen rote Farbe und verraten ihr Vorhandensein schon von fern durch den Geländeknick zwischen den beiden Porphyren, welcher der im weichen Sedimentgestein rascher fortschreitenden

Erosion seine Entstehung verdankt. — Im oberen Asbacher Tal und Ebertsgrund taucht diese Sedimentzone mehrfach hervor und besteht hier fast ausschließlich aus mürben, rotvioletten, muscovitreichen Sandsteinen. Südlich der Floher Verwerfung an der Bommenden Eller ist dieser Horizont unter der Zechsteindecke aufgeschlossen und deutet mit seinem steilen südlichen Einfallen eine Verwerfung an. Er besteht hier aus einer grauen Arkose, die neben Porphyrtrümmern kleine Gerölle von Quarzit, Glimmerschiefer und Granit führt und in dem Aufschluß zu einem feinen Grus zerfallen ist. Am Hirschberg bildet diese Sedimentzone zwischen dem einsprenglingsreichen Kombergporphyr und dem fluidalstruierten Hachelsteinporphyr, der die Kuppe des Berges zusammensetzt, eine in ihrer Mächtigkeit rasch wechselnde, nahezu horizontal gelagerte Platte grauer Arkosen und roter, glimmerreicher, z. T. geröllführender Sandsteine. Sie führen häufig verkieseltes Holz von schwarzer oder weißroter Farbe. — Vom Hirschberg zieht sich dieser Horizont ins Käbach hinab, wo er zu unterst dieselbe graue, zu Grus zerfallene Arkose wie an der Bommenden Eller, darüber rote und graue Schiefertone mit Arkoselagen und im Hangenden plattige Sandsteine führt, die in dem Bachbett mit einem Einfallen von ca. 25° nach SO anstehen. — Auch am Nordhange des Dörnberges und in der zur Dörnbergswiese hinaufführenden Schlucht ist diese Sedimentzone über dem z. T. tiefgründig zersetzten, fluidal ausgebildeten Kombergporphyr vertreten. — Zwischen Dörnberg und Ringberg werden diese Schichten sehr schwach und ziehen sich als schmales Band zwischen beiden Porphyren bis auf den Gipfel des Ringberges, wo sie auszukeilen scheinen. Diese Abnahme der Mächtigkeit findet sich schon am Südhange des Hirschberges angedeutet. Am Südabfall des Ringberges nach der Randverwerfung zu stoßen also Komberg- und Hachelsteinporphyr zusammen in derselben Weise wie am Kohlberg. — Im Asbacher Tal und im Käbach ist diese Sedimentzone unter dem klüftigen Hachelsteinporphyr ein Quellhorizont.

β) Sedimente zwischen Hachelsteinporphyr und dem älteren Erguß des Heftebergporphyrs (der Dörnbergvarietät).

Über dem Hachelsteinporphyr folgt eine Sedimentzone von ziemlich regelmäßiger Mächtigkeit, bestehend fast ausschließlich aus roten Sandsteinen und Schiefertonen. Nur am Nordabhange des Hoherods nach Schöntal zu treten an der Basis dieser roten Sandsteine Arkosen mit bunten Konglomeraten auf, die, bald von der Zechsteindecke verhüllt, das Grau- und Rotliegende der alten Kühberger Kobaltgruben bilden. Zu diesem Sedimenthorizont sind vielleicht auch die roten Sandsteine an der Basis des Dörnbergporphyrs östlich von Struth zu rechnen, die hier den Konglomeraten im Hangenden des Kombergporphyrs unmittelbar folgen. An der Floher Verwerfung unweit des Hachelsteins hat sich eine Partie dieser häufig rot und grün gefleckten Sandsteine und Schiefertone erhalten. Südlich der Floher Verwerfung sind sie wie die vorige Sedimentzone vom Zechstein überdeckt und tauchen erst am Hirschberg darunter hervor. Im Käbach folgen sie auf den Hachelsteinporphyr als rote Schiefertone, Arkosen und Sandsteine, die im Bachbett mit ca. 25° nach SO einfallen. Am Dörnberg sind es besonders feste, grüne Tuffe mit feinen Glimmerblättchen und zermürbten Feldspäten, die von roten Sandsteinen überlagert werden. Letztere haben infolge ihrer geringen Widerstandsfähigkeit gegen Verwitterung den fast ebenen Geländeabsatz des nordwestlichen Dörnberges veranlaßt, der so auffällig den steilen, hauptsächlich aus Hachelsteinporphyr bestehenden Bergfuß von dem ebenfalls steil abfallenden Porphyrgipfel trennt. Zwischen dem Hachelsteinporphyr des Ringberges und dem Heftebergporphyr des Franzensberges sind diese Sedimente in den nach Stille führenden Hohlwegen aufgeschlossen als rote und violette Sandsteine, die mit roten Schiefertonen und konglomeratischen Bänkchen voll Milchquarz-, Quarzitschiefer- und Kombergporphyr-Geröllen abwechseln.

γ) Sedimente zwischen den beiden Ergüssen des Heftebergporphyrs.

Zwischen den beiden Ergüssen des Heftebergporphyrs bestehen die Sedimente auch vorzugsweise aus roten Sandsteinen

und Schiefertonen. Diese ziehen sich wie ein Gürtel um den Nord- und Westfuß des Heftebergs, an der Farbe des Bodens erkennbar. Auf dem Dörnberg und im Käbach ist dem älteren Erguß eine geringmächtige Zone grobbankiger Porphyrtuffe von abwechselnd roter und grüner Farbe und deutlicher Schichtung aufgelagert. Sie führen im dichten Gestein lagenweise feine Feldspat- und Quarzsplitter. Auf sie folgt ein buntes Konglomerat, das nach dem Käbach zu in Sandsteine übergeht. Es führt in einem Zement von Glimmerschiefer- und Quarzkörnchen bis über faustgroße Gerölle von Milchquarz, Quarzit- und Glimmerschiefer, ferner von Glimmerporphyrit und Porphyren. Unter den letzteren fallen besonders über kopfgroße, gut abgerollte Stücke von Kombergporphyr und einsprenglingsarmem fremden Porphyr auf. Diese Sedimentzone wird nach oben zu von Rötelsandsteinen und Schiefertonen abgeschlossen, die in den Hohlwegen zwischen Dörnberg und Stillerstein anstehen und am Nordhange des Stillersteins einen Quellhorizont bilden.

In diese weichen Sedimentlagen haben sich die beiden nach der Randverwerfung hinabführenden Tälchen, darunter die Steindelle und das nach dem Lippers hinabführende Tal eingeschnitten. Ihrer geringen Widerstandsfähigkeit gegen die Erosion verdankt auch der Dörnbergstock seine mannigfache Gliederung und die charakteristische kuppenförmige Gestalt der beiden Gipfel, die weit hinaus in das Vorland bis zur Rhön sich auffällig von dem annähernd gleich hohen Gebirgskamm abheben.

b) Die Eruptivzone auf dem südöstlichen Muldenflügel.

Auf dem südöstlichen Muldenflügel zeigen die Oberhöfer Schichten eine etwas andere petrographische Entwicklung als auf dem nordwestlichen Muldenflügel. Hier herrschen im Hangenden des Hallenburg- und Kombergporphyrs Konglomerate vor, die erst bei Altersbach von den roten Schiefertonen überlagert werden, in die sich der Altersbacher Grund eingeschnitten hat.

α) Sedimente zwischen Hallenburg- und Kombergporphyr.

Auf dem Gipfel des Arzberges zwischen den beiden Porphyren folgen in dem von Steinbach kommenden Fußpfad auf geringmächtige Tuff- und Sandsteinlagen[1]) bunte Konglomerate, die vorwiegend aus milchweißen und grauen, fettglänzenden Quarz- und weißen bis schwarzen Schiefergeröllen bis zu Eigröße bestehen. Sie gehen nach Süden zu in rote, z. T. geröllführende Sandsteine über, die mit einem deutlichen Geländeknick vom Kombergporphyr des Arzberges überlagert werden. Auch nach Nordosten zum Moosbach hin herrschen grobe, geröllführende Sandsteine vor. Nördlich dieses Tales wird der Hallenburgporphyr von roten und grauvioletten harten Sandsteinbänken überlagert, die an dem zum Köpfchen führenden Fußweg mit 20° nordöstlichem Einfallen (dies infolge einer Verwerfung) aufgeschlossen sind. Nach dem Hangenden zu gehen sie in grobe bunte Konglomerate und ungeschichtete, häufig gebänderte Tuffe über.

β) Die Sedimente über dem Kombergporphyr.

Über dem Kombergporphyr stellt sich zu unterst eine Konglomeratzone ein, die besondere Ausdehnung am Nordhange des Arzberges erreicht. Sie besteht hier zum weitaus überwiegenden Teile aus Rollstücken desselben Porphyrs von Ei- bis Kopfgröße. Dieser Porphyr ist ein einsprenglingsarmes, splitterig brechendes, ausgezeichnet sphärolithisches Gestein. Die kleinen, ungefähr gleich großen, dicht nebeneinander liegenden Sphärolithe heben sich mit roter oder grauer Farbe aus der Grundmasse ab und führen stets einen mit Quarz ausgekleideten Hohlraum. Anstehend kann man das Konglomerat in einem alten Keller links von der Straße Steinbach-Rotterode beobachten, ferner auch auf dem kleinen Höhenrücken, der sich hier zwischen Bach und Straße einschiebt. Es zeigt ein grobkantiges, klotziges Gefüge. Am Westhange des Arzberges folgen auf den Kombergporphyr graue Tuffe, die nach dem

[1]) Eine schwache Tuffzone ist auch dem Hallenburgporphyr am Südosthange des Arzberges eingeschaltet.

Hangenden zu in das Konglomerat übergehen. In diesem stellen sich hier neben dem grauen Porphyrmaterial Milchquarz- und Schiefergerölle sowie Feldspatbruchstücke ein; das Konglomerat geht in konglomeratische Arkose und weiterhin anscheinend in grobe Sandsteine über, wie solche am Bache dicht an der Randverwerfung anstehen.

Auf diese Konglomerate legt sich bei Altersbach ein Schichtensystem violetter, mürber, kaolinhaltiger Sandsteine und grandiger Arkosen, die mit roten Schiefertonen und Konglomeratschichten wechsellagern und westlich von Altersbach verkieseltes Holz führen. Gegenüber dem Dorfe am Bach sind sie mit 40^0 nordwestlichem Einfallen aufgeschlossen. Man kann sie vielleicht als Äquivalent der ebenfalls aus Arkosen und Sandsteinen bestehenden Sedimente zwischen Hachelsteinporphyr und dem älteren Erguß des Heftebergporphyrs auffassen. Am Altersbacher Bahnhof, nahe der Randverwerfung, tritt zwischen dünnschieferig zerfallenden, feinkörnigen Sandsteinen ein $^1/_2$ m mächtiges Bänkchen eines harten, grauen, splitterig brechenden Tonsteins zutage. Zu diesen Schichten gehören wahrscheinlich auch die groben Sandsteine und Arkosen, die im oberen Ebertsgrund mit den folgenden Schiefertonen das Liegende des Oberrotliegenden bilden.

Den obersten Horizont unter dem Hirzbergkonglomerat, der vielleicht den Sedimenten zwischen den beiden Ergüssen des Heftebergporphyrs entspricht, bilden dünnplattige rote Schiefertone mit eingeschalteten festen Sandsteinbänken. Sie ziehen sich im Liegenden des Konglomerates vom Fuchsgrund nach dem Kohlberg westlich von Altersbach, wo sie teils in den Hohlwegen anstehend zu beobachten, teils an der roten Farbe der Äcker zu erkennen sind. Nach Rotterode zu nimmt dieser Horizont an Mächtigkeit zu und verleiht den Äckern um das Dorf die intensiv rote Farbe. Er überlagert an der Straße von Steinbach und am Nordhange des Arzberges das Porphyrkonglomerat im Hangenden des Kombergporphyrs und ist hier und im Dorfe vielfach anstehend zu beobachten. Die dünnplat-

tigen Schiefertone zeigen häufig Rippelmarken, netzförmige Leisten und Kriechspuren auf den gelegentlich von feinen, glänzenden Häutchen überzogenen Schichtflächen, Merkmale, die auf einen Absatz aus eintrocknenden, seichten Gewässern hindeuten. Schlechte Abdrücke von Walchien finden sich mitunter. Westlich von Rotterode sind diese Schichten neuerdings durch einen kleinen Steinbruch aufgeschlossen, in dem die grobbankigen, glimmerreichen grauroten Sandsteine gebrochen werden. Dieser Horizont zieht sich unter dem Hirzbergkonglomerat und dem Oberrotliegenden am Nordrande des Heftebergs entlang, vereinigt sich mit den Sedimenten im Liegenden des Heftebergporphyrs und scheint in den Schiefertonen am Nordostrande des Ebertsgrundes unter der Zechsteindecke wieder aufzutauchen.

3. Die obere Sedimentzone (Hirzbergkonglomerat).

Diesen roten Schiefertonhorizont überlagert, anscheinend konkordant, das Hirzbergkonglomerat, das als oberste Sedimentzone das Muldentiefste erfüllt und sich auf dem westlichen Muldenflügel mit schwachem Einfallen auf den jüngsten Porphyrerguß des Heftebergs und Stillersteins legt. Während aber die Auflagerung dieses Konglomerats auf jenen Schiefertonen im Osten fraglos feststeht und auch aus der Kartendarstellung genau zu ersehen ist, lassen seine Lagerungsverhältnisse im Westen an Klarheit zu wünschen übrig. Der Verlauf der Grenzlinie zwischen Porphyr und Konglomerat im Lippers deutet vielmehr auf eine Überlagerung durch den Porphyr. — Nur an der Randverwerfung am Pfaffenhauk konnte mit ziemlicher Sicherheit der Porphyr als das ältere Schichtenglied erkannt werden. Abgesehen davon führen aber die massenhaft dem Konglomerat eingelagerten Gerölle dieses Porphyrs, ferner die Verflachung des Berghanges am östlichen Stillerstein und das östliche Einfallen der Konglomeratschichten zwischen Hirzberg und Pfaffenhauk zu einer solchen Deutung der Lagerungsverhältnisse.

Den Übergang zwischen dem Konglomerat und den beschriebenen Schiefertonen im Liegenden bildet eine Zone, in der Schiefertonbänke mit Sandstein- und Konglomeratlagen abwechseln. Dies ist besonders in dem von Altersbach zum Kohlberg hinaufführenden Tälchen zu beobachten. Darüber beginnt das massige Konglomerat, das indes stellenweise mehr den Namen einer konglomeratischen Arkose verdient, da das grandige Bindemittel häufig die Gerölle stark überwiegt. Auch Einlagerungen von roten Schiefertonen sind vorhanden, so auf dem südlichen Gipfel des Kohlberges. Es ist in der Hauptsache ein buntes Konglomerat, das neben dem Porphyrmaterial zahlreiche Gerölle von Schiefern und Graniten führt. Doch können die Porphyrrollstücke stellenweise so stark überhand nehmen, daß ein reines Porphyrkonglomerat entsteht. Dies ist z. B. der Fall an dem flachen Osthange des Stillersteins, am Pfaffenhauk und z. T. an der Mittelkuppe, wo das Konglomerat sich so ausschließlich aus mächtigen Blöcken des Heftebergporphyrs zusammensetzt, daß mitunter eine Abgrenzung des Sediments von dem unterlagernden Eruptivgestein schwer wird. Nur die größere Frische und Rundung der Konglomeratgerölle unterscheidet sie von den Porphyrblöcken, die, durch jugendliche Verwitterung entstanden, die Hänge des Stillersteins bedecken. — Die Verbreitung von Geröllen des Heftebergporphyrs in diesen Schuttmassen deutet an, daß schon zur Zeit des Rotliegenden die Eruptivdecken rasch der Abtragung anheimfielen. Nach der Muldenmitte zu treten die Granit- und Schiefergerölle mehr in den Vordergrund. Sie sind besonders groß und zahlreich an den massigen Felswänden des Hirzberges, finden sich aber auch häufig am Osthange des Hefteberges. Unter den bis kopfgroßen Granitgeröllen, die am Hirzberg schichtweise dem feineren Material eingelagert sind, können mehrere Arten unterschieden werden von feinkörnigen, aplitischen Graniten bis zu biotitreichen, ungleichkörnigen Varietäten, in denen die Feldspäte bis 3 cm Größe erreichen. Letztere ähneln sehr den Graniten des Trusetales. Daneben finden

sich gleichkörnige, biotitreiche Arten, die eine gewisse Flaserung verraten, wie sie der Granitgneis von Steinbach bei Liebenstein zeigt. Die petrographische Beschaffenheit dieser Gerölle deutet also auf einen Transport von Nordwesten. Es müssen mächtige Schuttströme gewesen sein, die solche Mengen großer Blöcke hierher verfrachteten. Neben dem Heftebergporphyr, den Graniten und hellen Quarzit- und Glimmerschiefern finden sich unter den Geröllen fremde fluidalfelsitische Porphyre, ferner solche mit großen, dunklen Quarzen, die dem Kombergporphyr gleichen. Bei Altersbach stellen sich gelegentlich Melaphyrgerölle ein. Das Konglomerat bildet an der Randverwerfung, ferner am Hirzberg und Pfaffenhauk mauerartige klotzige Felswände, aus denen die runden Gerölle schichtweise hervorragen, und steile Berghänge, analog den Tambacher Konglomeraten.

Aus diesen und anderen Gründen wurde das Hirzbergkonglomerat früher als das untere Konglomerat des Oberrotliegenden angesehen. Doch ist es schon auf der Übersichtskarte des Thüringer Waldes zum Mittelrotliegenden gestellt worden, und zwar der zahlreichen bunten Gerölle wegen, die in dem älteren Tambacher Konglomerat fast völlig fehlen.

B. Das Oberrotliegende.

Das Oberrotliegende, das auf dem Salzkopf und jenseits des Rennstiegs in der Tambacher Mulde so wohl entwickelt ist, hat sich in unserem Gebiet nur in zwei kleinen Resten westlich von Rotterode erhalten, die jedoch auch auf der Muldenlinie Tambach-Springstille liegen. Es überlagert hier diskordant die roten Schiefertone von Rotterode und die bunten konglomeratischen Arkosen des oberen Ebertsgrundes. Aufgeschlossen ist es nirgends, nur die bis $^1/_2$ m großen, im Walde umherliegenden Porphyrblöcke ermöglichen eine Abgrenzung. Unter ihnen wiegt einsprenglingsarmer, fremder Porphyr vor, doch finden sich auch ältere Oberhöfer Porphyre mit großen Quarzeinsprenglingen und Lithophysen. Granit- oder Schiefergerölle, die in

dem Hirzbergkonglomerat so häufig sind, wurden hier nicht beobachtet. In einem Block roten Sandsteins, der anscheinend auch zu den Geröllen gehört, fand sich eine wohlerhaltene *Walchia piniformis*.

Die Eruptivgesteine des Rotliegenden.

A. Die Melaphyre.

Die Melaphyre finden sich nur im Westen des Gebietes, und zwar sind sie dicht unter der Decke des Kombergporphyrs den rotliegenden Arkosen und Konglomeraten eingeschaltet. Am besten sind sie in dem Wege von Asbach zur Bommenden Eller aufgeschlossen, lassen sich z. T. aber auch auf ziemliche Entfernung an dem Hange entlang bis zu den alten Grubenbauen an der Nordwestecke des Kombergs verfolgen. Sie sind auf dem Kartenblatt Schmalkalden ebenso wie in den dazu gehörigen Erläuterungen als Melaphyrgänge aufgefaßt und dementsprechend eingezeichnet worden. Neuere Untersuchungen zeigten indes, daß der Melaphyr den Schichten konkordant eingelagert ist. So ließ sich die Auflagerfläche eines Ergusses auf ca. 1 m Breite herausschälen. Es kann sich also nur um Lagergänge oder um Lager handeln, und zwar werden wir uns der Seltenheit von Lagergängen und der Anzahl der Melaphyrvorkommen wegen — es konnten fünf derselben übereinander festgestellt werden — für das letztere entscheiden müssen. Auch die häufigen Einschlüsse von Melaphyr in den auflagernden Teilen des Kombergporphyrs und das Auftreten von Mandelräumen sind bei dieser Entscheidung berücksichtigt worden. Diese Lager fallen wie die rotliegenden Sedimente des Hangenden und Liegenden mit ca. 10^0 nach OSO ein und erreichen eine Mächtigkeit bis zu 3 m. Sie bestehen aus einem feinkörnigen, dunkelvioletten bis dunkelgrauen, bei der Verwitterung durch Ausscheidung von Eisenoxyden sich rötlich färbenden Gestein, das sich scharfkantig bis plattig senkrecht zu den hangenden und liegenden Begrenzungsflächen absondert. Makroskopisch zeigt der Melaphyr z. T. keine Einsprenglinge,

sondern nur mehr oder minder zahlreiche, hirsekorn- bis nußgroße Kalkspatmandeln; z. T. führt er zahlreiche oblonge, vollständig in Kalkspat und Quarz umgewandelte Krystalle, die nicht mehr bestimmt werden konnten. Die Mandelhohlräume nehmen mitunter so zu, daß ein typischer Melaphyrmandelstein entsteht.

Die mikroskopische Untersuchung der einsprenglingsfreien Ausbildung zeigte die charakteristische Melaphyrstruktur, nämlich divergentstrahlige Anordnung kleiner Plagioklasleisten. Die weitgehende Zersetzung macht eine genaue Bestimmung unmöglich. So sind die gefärbten Gemengteile völlig zerstört; zu erkennen sind nur noch kleine, leistenförmige Plagioklase und Krystallskelette von Titan- und Magneteisen. Erstere lassen, wenn sie noch einigermaßen frisch sind, Zwillingsstreifung beobachten; meist sind sie in Kalkspataggregate zersetzt. Die Titan- bezw. Magneteisenerzskelette zeigen z. T. zierliche Wachstumsformen. Die Zwischenräume zwischen beiden werden völlig von Kalkspat und Quarzneubildungen ausgefüllt. Im übrigen ist das Gestein, wie gesagt, so zersetzt, daß über die ursprüngliche Zusammensetzung wenig zu sagen ist. Mandelräume, die vereinzelt makroskopisch schon in jedem Handstück hervortreten, wurden auch mikroskopisch zahlreich beobachtet. Sie sind meist von rundlicher bis nierenförmiger Gestalt und ausgekleidet mit konzentrisch abwechselnden, radial struierten Lagen von Eisenerzkörnchen und -nädelchen sowie Kalkspatkrystallen. Der innere Hohlraum ist entweder von Quarzaggregaten oder von Eisenerz ausgefüllt, das durch erneute Zersetzung chloritischer Mineralien entstanden zu sein scheint. Mitunter sind auch schon makroskopisch Mandeln zu beobachten, die mit solchen dunkelroten, radialfaserigen Eisenerzbildungen erfüllt sind.

B. Die Porphyre.

I. Die gemeinsamen petrographischen Eigenschaften.

Die vier in dem behandelten Gebiet vertretenen Porphyrarten zeigen trotz ihrer stratigraphischen Unterscheidungsmerk-

male eine Reihe petrographischer Erscheinungen, die bei allen wiederkehren und deshalb zusammengefaßt werden sollen. Es sind dies, abgesehen von der Art der Einsprenglinge, besonders die häufig auftretende Flußstruktur, die sphärolithische Erstarrung und die Kugelbildung der ehemals vitrophyrischen, später umgewandelten Grundmasse.

a) Die Einsprenglinge.

Die Einsprenglinge bestehen in der Regel aus deutlich hervortretenden Krystallen von Quarz, Feldspat und Biotit; Ausnahmen davon zeigt der Hallenburgporphyr, dem der Biotit fehlt, und der Hachelsteinporphyr, in dem der Biotit nur mikroskopisch erkennbar, der Quarz dagegen überhaupt nicht zur Ausscheidung gelangt und in der kieselsäurereichen Grundmasse verblieben ist.

Feldspat.

Unter den Feldspäten überwiegt an Größe wie an Zahl weitaus der Orthoklas; Plagioklase wurden der meist eingetretenen Zersetzung wegen makroskopisch überhaupt nicht, mikroskopisch nur im Hallenburg- und Heftebergporphyr als spärliche kleine Individuen erkannt. Die Größe der Orthoklase beträgt in der Regel 5 mm und darunter; besonders klein und makroskopisch kaum erkennbar sind sie im Hachelsteinporphyr. Nur im Kombergporphyr und gelegentlich im älteren Erguß des Heftebergporphyrs erreichen die Krystalle Längen von 10 mm. Soweit die Individuen, wie im Hallenburg-, Komberg- und Heftebergporphyr, aus dem Gestein gelöst werden konnten, zeigten sie entweder säulenförmige oder nach der Längsfläche tafelige Gestalt. Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetz ist in allen vier Porphyrarten häufig. Im Kombergporphyr waren die tafeligen Individuen stets als Zwillinge, die säulenförmigen als einfache Krystalle ausgebildet. Von Flächen wurden (010), (001), (201), (110) und (130), ferner im Kombergporphyr und Heftebergporphyr (021) und (111) beobachtet. Mikroskopische Zirkon- und Apatitkryställchen fan-

den sich nicht selten eingewachsen. Magmatische Kantenrundung und Einbuchtungen der Grundmasse sind nicht selten, obwohl bei weitem nicht so häufig wie bei den Quarzeinsprenglingen.

Die Zersetzung der Feldspäte, meist zu Kaolin und Brauneisen, ist in allen Porphyrarten weit fortgeschritten und gibt dem verwitterten Gestein eine bräunliche Färbung. Die gewöhnliche Zersetzung geht von feinen Rissen der Krystalle aus und verbreitet sich besonders im Innern derselben, während der Rand vielfach noch frisch ist, wie die aus dem Gestein gelösten Krystalle des Kombergporphyrs deutlich zeigen. Es entsteht dann im Innern eine feinzellige Struktur, wobei die Spaltflächen, die durch die Zellen hindurchsetzen, mitunter noch lebhaft glänzen können. Bei fortgeschrittener Verwitterung erhält der Krystall ein porös-zerfressenes Aussehen, ja er kann sogar ganz ausgelaugt sein, so daß das Gestein kavernös erscheint und auf den ersten Blick einem blasenreichen Porphyr ähnelt. Neben den oben genannten Zersetzungsprodukten wurden unter dem Mikroskop Chloritbildungen und Carbonate häufig beobachtet. Eine intensive Verkieselung der Feldspäte wie des ganzen Gesteins zeigt der Kombergporphyr auf dem Gipfel des Arzbergs in der Nähe der Eisenerzgänge; der Porphyr erhält dadurch ein frisches Aussehen. Auf dem Komberg, ebenfalls in der Nähe von Erzgängen, sind die Feldspäte wie auch alle Haarspalten des Gesteins derart mit Manganerz durchtränkt bei Erhaltung von Glanz und Spaltbarkeit, daß man von einer Pseudomorphose von Manganerz nach Orthoklas reden kann. Eine andere Art der Zersetzung findet sich häufig in der Nähe von Eisenerzgängen Hand in Hand mit einer starken Imprägnation der Porphyre mit Roteisenerz. Hier sind die Krystalle zu einer weichen, hellgrünen pinitoidartigen Masse umgewandelt, wie man in der Arzdelle, am Ringberg und Dörnberg beobachten kann.

Quarz.

Die Quarzeinsprenglinge, deren Größe in den verschiedenen Porphyren von 1—8 mm schwankt, zeigen im Bruch

meist 4—6 eckige Umrisse. Im Hallenburg- und besonders im Kombergporphyr sind die Individuen infolge magmatischer Anschmelzung meist stark gerundet, so daß die ursprünglichen Krystallformen nur noch schwer zu erkennen sind. Gleichfalls auf Resorptionsvorgänge sind die tief in die Krystalle eindringenden, sackförmigen Einbuchtungen der Grundmasse zurückzuführen. Sie treten in jedem der drei quarzführenden Porphyre häufig auf und sind mitunter von rotbrauner Pechsteinmasse erfüllt, die über die Hälfte des Krystallvolumens einnehmen kann. Unter dem Mikroskop durchziehen unregelmäßige, gebogene Sprünge zahlreich die Krystalle, meist von rundlichen, viereckig oder hexagonal begrenzten Schlackeneinschlüssen ausgehend. Gelegentlich treten an Stelle der Sprünge Blasenzüge auf, die diesen sehr ähnlich sind. Ebenso wie diese Sprünge ist auch die randliche Zertrümmerung der Krystalle auf Spannungsdifferenzen infolge raschen Wechsels der Kohäsionsverhältnisse zurückzuführen. Durch neue eingehende Untersuchungen des Verhaltens von Quarzkrystallen bei Temperaturwechsel[1]) wurde festgestellt, daß Quarzkrystalle beim Abkühlen unter 575° eine krystallographische Umwandlung (erkennbar durch Änderung der Doppelbrechung und Zirkularpolarisation) erfahren und zugleich infolge der plötzlichen Änderung des Ausdehnungskoeffizienten zersplittern. Danach ist anzunehmen, daß auch die Zertrümmerung der bei höherer Temperatur ausgeschiedenen Quarzeinsprenglinge in den beschriebenen Porphyren bei Abkühlung unter 575° eingetreten ist. In einem Präparat des Hallenburgporphyrs wurde nun ein Quarzkrystall beobachtet, der in der Mitte scharfkantig zersprungen und teilweise wieder von ein wenig schwächer lichtbrechendem, aber gleichmäßig orientiertem Quarz und von Grundmasse verkittet ist (vgl. Taf. 3, Fig. 4). Demzufolge muß die Grundmasse bei einer Temperatur unter 575° erstarrt sein.

Die Farbe der Quarzeinsprenglinge ist wasserklar bis rauchgrau; im Kombergporphyr fanden sich nicht selten Partien mit

[1]) Quarz als geologisches Thermometer von F. Eugen Wright und Esper S. Larsen, Zeitschr. f. anorg. Chem., Bd. 68, 1910.

rötlich bis blutrot gefärbten Krystallen. Diese außergewöhnliche Färbung ist vielleicht auf Eisenoxydausscheidungen zurückzuführen.

Biotit.

Der Biotit, der im Hallenburgporphyr fehlt und im Hachelsteinporphyr sich nur in mikroskopischen, nach der Flußrichtung gestreckten Täfelchen findet, tritt im Komberg- und Heftebergporphyr stärker hervor (Krystalle von ca. $^1/_2$—1 mm Größe) und bildet stellenweise — so in der fluidalen Varietät des Kombergporphyrs und in einer Ausbildungsart des Heftebergporphyrs an der Birkliete — bei einer Größe bis zu 3 mm den wichtigsten Gemengteil. Die sechsseitigen, im Querschnitt langgestreckten bis fast quadratischen Täfelchen zeigen makroskopisch halbmetallischen Glanz und schwarze, braune (in der fluidalen Varietät des Kombergporphyrs), meist aber speisgelbe und grünliche Färbung, die von der eingetretenen Zersetzung herrührt. Unter dem Mikroskop ist die größere oder geringere Frische an dem mehr oder minder starken Pleochroismus und an der häufig eingetretenen Zersetzung in Chloritaggregate und Eisenerzneubildungen zu erkennen. In welch hohem Maße die Biotitblättchen an den Bewegungen des Magmas teilgenommen haben, zeigen die vielfachen Biegungen und Stauchungen derselben, die in beiden glimmerreichen Porphyren beobachtet werden können. Einzelne Krystalle sind sogar zerrissen und mit Teilen der Grundmasse auf schlauchförmigen Einstülpungen in die Feldspäte eingedrungen.

Übergemengteile.

Von Übergemengteilen finden sich bei der mikroskopischen Untersuchung Zirkon- und Apatitsäulchen, ferner winzige, Chloritschüppchen ähnelnde Krystalle (im Hachelsteinporphyr); im Kombergporphyr wurden auch zersetzte Augitkrystalle beobachtet, die aber in Verbindung mit basischen Einschlüssen zu stehen scheinen. Feine Eisenglanztäfelchen kommen spärlich vor, am häufigsten noch im Hallenburgporphyr, in dem sie auch makroskopisch deutlich hervortreten. Hier sind sie beson-

ders häufig in der Nähe von Eisenerzgängen und scheinen deshalb zum größten Teil keine ursprünglichen Bestandteile des Gesteins, sondern Absätze aus posthumen auf den Haarspalten zirkulierenden Eisenerzlösungen zu sein.

b) Die Grundmasse.

Die im großen ganzen übereinstimmende Ausbildung der Grundmasse aller vier Porphyre weist auf ähnliche Zusammensetzung der Magmen und auf gleiche bezw. analoge Erstarrungsbedingungen. Die interessanten Erscheinungen der Porphyrgrundmasse, wie Flußstruktur, Lithophysen, sphärolithische Erstarrung und die spätere Umwandlung des ursprünglich felsophyrischen bezw. vitrophyrischen Gesteins lassen sich hier in vorzüglicher Weise beobachten.

Die Flußstruktur.

Am auffälligsten tritt die Bewegung des Magmas am Hachelsteinporphyr vor Augen, nicht nur in der parallelen Bänderung der Handstücke, sondern auch in der schieferigen Absonderung des Gesteins und der darauf beruhenden Form der glattwandigen Felstürme, die dieser Porphyr im Asbacher Tal bildet. Die genannte Bänderung wird hervorgerufen durch Wechsellagerung feinster, hellfleischroter bis rotbrauner oder grünlicher, bei der Verwitterung weiß bis lavendelblau sich färbender Fluidallamellen, deren verschiedene Pigmentierung noch die einstige petrographische Verschiedenheit andeutet. Die Einsprenglinge, besonders die mikroskopischen Biotitblättchen, sind ebenso wie die seltener im Gestein auftretenden Hohlräume der Flußrichtung parallel angeordnet. An dem häufig wellenförmigen Verlauf jener Lamellen lassen sich die Stauungen des Lavastromes erkennen, wie sie der Zähflüssigkeit eines sauren Eruptivmagnas entsprechen. Die Biegung der einzelnen Bänder steigt mitunter zu einer so intensiven Faltung und Fältelung, daß das Gestein einem stark gepreßten Tonschiefer ähnelt[1]). An manchen Handstücken

[1]) Der Porphyr zeigt alle Flußerscheinungen, die Vogel von den Porphyren von Groß-Umstadt beschreibt (Abhandl. d. Großh. Hess. Geol. Landesanstalt zu Darmstadt, Bd. II, S. 30). Auch könnten die dort wiedergegebenen Abbildungen ebensogut Handstücke des Hachelsteinporphyrs darstellen.

zeigt sich im homogenen Porphyr sogar eine vollkommen wirre Lagerung einzelner fluidalstruierter Partien, die auf eine Zertrümmerung der schon erkalteten Lava infolge derselben Vorgänge und ein Einwickeln der Trümmer durch neuen Schmelzfluß hinweist. Die Erscheinung wurde auch an den anderen Porphyren, so am Hallenburgporphyr, beobachtet.

Die bei der Erstarrung und der späteren Umwandlung eintretende Schrumpfung des Magmas hat die schon ursprünglich verschieden zusammengesetzten Fluidallamellen von einander getrennt, so daß sie richtunggebend für die Absonderung des Gesteins wurden. Der Porphyr zeigt infolgedessen einen auffallend plattigen bis dünnschiefrigen Zerfall; die einzelnen, durch Schlag oder Frostwirkung getrennten Schieferblättchen können bis zu $^1/_2$ mm Querschnitt herabsinken. Auch die oben erwähnten Biegungen und Stauchungen treten bei der Absonderung hervor und geben den dünnen Platten eine eigenartig gekräuselte oder gar stark gefaltete Form. Im großen wird diese plattigwellige Absonderung noch auffälliger, so am Südosthange des Ringberges, fast an allen Felsen des Asbacher Tales, besonders schön dicht an der Straße oberhalb Schöntal und in dem Tagebruch eines alten Manganerzstollens westlich davon.

Gegenüber dem ausnahmslos fluidal erstarrten Hachelsteinporphyr tritt die fluidale Ausbildung der Grundmasse bei dem Hallenburgporphyr und Kombergporphyr weit hinter den richtungslos erstarrten, massigen Gesteinspartien zurück. Die bei dem Hachelsteinporphyr beschriebenen Erscheinungen finden wir in schwächerem Maße auch hier, so daß eine Verwechslung von Handstücken der drei fluidalstruierten Gesteine bei oberflächlicher Betrachtung möglich ist. Der Heftebergporphyr dagegen zeigt nur mitunter Andeutungen einer Fluidalstruktur.

An der fluidalen Varietät des Kombergporphyrs fallen neben den schönen Farbenunterschieden der einzelnen Fluidallamellen besonders feine dunkle Quarz- und Chalcedonadern auf, die den Fluidallamellen parallel angeordnet sind und das Gestein

wie liniiert erscheinen lassen. Sie scheinen die spätere Ausfüllung feiner Spalten darzustellen, die bei der Schrumpfung des Gesteins längs der Fluidallamellen entstanden. Die feinen Blasenräume, die u. d. M. im Kombergporphyr beobachtet werden können, sind hier nach der Flußrichtung gestreckt. Wie im Hachelsteinporphyr tritt eine mäanderartige Biegung und Knickung der Fluidallamellen und scherbig-plattiges Zerfallen längs derselben auf. Bemerkenswert ist der Umstand, daß im Gegensatz zu dem normalen, einsprenglingsreichen Kombergporphyr und übereinstimmend mit dem ähnlichen Hachelsteinporphyr in diesen fluidalen Partien der Quarz völlig fehlt, der Feldspat sehr zurücktritt und nur in kleinen Individuen vorkommt, während der Biotit sich hier viel größer und häufiger findet als im einsprenglingsreichen Gestein. Da eine Trennung der beiden Ausbildungsarten dieses Porphyrs in zwei verschiedenaltrige Ergüsse ausgeschlossen[1]) und ebensowenig an eine Einschmelzung der etwa ursprünglich vorhandenen Quarze zu denken ist, muß nach einer anderen Erklärung für diese Verschiedenheit gesucht werden. Dabei muß der Umstand in Betracht gezogen werden, daß sich die fluidale, quarzfreie Ausbildungsart nur im Liegenden und stellenweise im Hangenden findet, dann aber in lagenweisem Wechsel in den normalen Kombergporphyr übergeht, ferner das Zurücktreten der sauren, später ausgeschiedenen Einsprenglinge vor den basischen, älteren, sowohl an Zahl wie an Größe. Danach haben wir es hier vielleicht mit der randlichen Zone eines sauren Magmaherdes zu tun, deren Erguß den Hauptausbruch einleitete bezw. schloß, und die infolge der besonders schnellen Erstarrung solcher Teile auch die Flußerscheinungen am deutlichsten zeigt.

In den fluidalen Partien des Hallenburgporphyrs ist die Fluidalstruktur meist nur angedeutet durch parallele Anordnung der Feldspateinsprenglinge oder feine farbige Felsitbänder, die, mit weichen kaolinisierten Partien wechsellagernd, ab und zu das richtungslose Gestein durchziehen. Charakteristisch

[1]) S. 52.

für diesen Porphyr ist auch der Wechsel paralleler Lagen voller hirsekorn- bis erbsengroßer Sphärolithbildungen und solcher mit dichtem Gefüge und feiner farbiger Streifung.

Besonders u. d. M. ist diese Wechsellagerung, die oft noch in geringerem oder stärkerem Gehalt an Blasenräumen zum Ausdruck kommt, schön zu beobachten. Es sind hier dieselben Erscheinungen, die Rosenbusch[1]) bei Beschreibung der Felsophyre mit den Worten erklärt: »Die Lagen entsprechen offenbar verschiedenen physikalischen Zuständen im Momente der Gesteinsverfestigung, welche in der einen Lage glasige Erstarrung mit kurz vorhergehender mikrolithischer Ausscheidung, in der anderen Lage mikrofelsitisch-sphärolithische Krystallisation . . . . . bedingten.« Obwohl die meist eingetretene Umlagerung der Grundmasse in ein Quarzfeldspatmosaik hier eine derartig genaue petrographische Bestimmung der einzelnen Lagen fast überall unmöglich macht, ist an dem größeren und geringeren Maße dieser Umwandlung in den einzelnen Lagen eine solche Verschiedenheit noch zu erkennen. Eine fluidale Bänderung wie die vom Hachelsteinporphyr beschriebene gehört hier zu den Ausnahmen und wurde nur an der Hallenburg und an der Arzdelle im liegenden Teil des Ergusses aufgefunden.

Am seltensten wurden Flußerscheinungen im Heftebergporphyr beobachtet. Sie äußern sich hier höchstens in einer unauffälligen Lamellierung der Grundmasse, einer undeutlich parallelen Anordnung der Einsprenglinge oder einer Streckung der feinen Blasenräume in der Flußrichtung.

Gesteinsblasen.

Hohlräume finden sich in allen vier Porphyren, am häufigsten im Komberg- und Heftebergporphyr. In den drei einsprenglingsreichen Porphyren sind sie annähernd übereinstimmend ausgebildet, nur im Hachelsteinporphyr zeigen sie infolge der Flußstruktur besondere Form, wie später beschrieben werden soll. Sie treten meist in den sphärolithisch erstarrten Partien,

[1]) Rosenbusch, Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine, IV. Aufl., II, S. 810.

seltener im strukturlosen Gestein auf; im ersteren zeigen sie häufig besondere Größe, stehen in Beziehung zu den Sphärolithgebilden und führen häufig zur Bildung von Porphyrkugeln [1]).

Im Gegensatz dazu sind die im strukturlosen Gestein vorkommenden Blasenräume meist von geringer Größe (von Bruchteilen eines Millimeters bis zu wenigen Zentimetern) und verleihen dem Gestein eine poröse, bimssteinähnliche Beschaffenheit. Die Präparate der genannten drei Porphyre lassen erkennen, wie die schmalen Glasschlieren in zahlreiche unregelmäßige, meist längliche Hohlräume übergehen, die sekundär mit Quarz- oder Chalcedonaggregaten, mit stark doppelbrechendem Carbonat und Eisenerz ganz oder zum Teil ausgefüllt sind. Größere Hohlräume (bis zu Apfelgröße) von rundlicher, länglicher oder unregelmäßig zackiger Gestalt finden sich nicht selten im Hefteberg porphyr. Wo sie sich zahlreich einstellen, geben sie dem Gestein ein löcheriges Aussehen, das, wenn Quarzdrusen fehlen, an einen kavernösen Zechsteindolomit erinnert. Die Ausfüllung besteht aus Chalcedonlagen, Quarzkrystallen, Kalkspat oder dessen Auslaugungsrückstand, aus ockerfarbigem Brauneisen und Schwerspat; selbst delessitartige Überkleidung von grüngrauer Farbe wurde mitunter beobachtet. Bei besonderem Reichtum an Quarzdrusen wird das Gestein zu einem »Mühlsteinporphyr«, ähnlich dem Rumpelsbergporphyr auf Blatt Suhl und Ilmenau.

Auch im Hachelsteinporphyr finden sich Hohlräume besonders in den großsphärolithisch erstarrten Partien, so daß hier ebenso wie bei den übrigen Porphyren die Vermutung nahe liegt, es haben bei der Verfestigung des Gesteins gerade in der Umgebung dieser Blasenräume besonders günstige Bedingungen für die sphärolithische Erstarrung geherrscht. Diese Hohlräume sind im Hachelsteinporphyr jedoch nie kugelig und selten sternförmig ausgebildet wie die oben beschriebenen, auch führen sie nie wie jene zur Bildung von »Porphyrkugeln«, sondern sie folgen hier in der Regel der Fluidalstruktur und haben eine gestreckte Form. Meist ordnen sie sich der Flußrichtung so ein,

[1]) Siehe S. 35.

daß einige Lamellen auseinander weichen und einen linsenförmigen oder schwach gezackten Hohlraum umschließen, der sich allmählich auskeilt und in eine dünne, den Fluidallamellen konkordant eingelagerte Chalcedonader übergehen kann. Während die größeren Blasen mit Chalcedon- und Achatlagen ausgekleidet und mit Quarzkrystallen überdrust sind, erscheinen die kleineren in der Regel nur als milchweiße oder dunkle Chalcedonaugen zwischen den Fluidallamellen. Auf die Herkunft der Ausfüllung dieser Hohlräume soll bei der Beschreibung der Porphyrkugeln eingegangen werden.

Sphärolithbildung.

In allen vier Porphyren weit verbreitet ist die sphärolithische Erstarrung der Grundmasse, und zwar zeigt auch hier der Hachelsteinporphyr von den übrigen gewisse Abweichungen hinsichtlich der Größe und Gestalt der Sphärolithe, so daß er getrennt beschrieben werden soll.

Sphärolith- und Kugelbildung in den drei einsprenglingsreichen Porphyren.

Die einfachen Sphärolithbildungen.

In allen vier Gesteinen handelt es sich um umgewandelte echte Sphärolithe im Sinne Rosenbusch's, deren ursprüngliche Sphärolithnatur, obwohl durch die spätere, körnig-krystalline Umlagerung der ganzen Grundmasse z. T. verwischt, unter dem Mikroskop noch deutlich zu erkennen ist. In den Präparaten des Hallenburg-, Komberg- und Heftebergporphyrs treten sie auf als isolierte, seltener zusammengewachsene Kugelgebilde von radialstrahligem Bau und schwachgelblicher bis rotbrauner Farbe, die von der meist helleren Grundmasse lebhaft absticht. Vielfach heften sie sich in Kugelsektoren an die Einsprenglinge an, dringen auch mitunter auf schlauchartigen Einbuchtungen in dieselben ein. Die Radialstruktur beruht auf der konvergenten Anordnung feiner Krystallnadeln mit dazwischen verstreutem, staubförmigen ferritischen Pigment. Sie wird durchsetzt von konzentrischen Wachstumsringen, die durch abwechselnd stärkere oder schwächere Pigmentierung, auch durch Abwechslung feinerer und gröberer Krystallfasern schaligen Aufbau und sprungweise

Krystallisation der Sphärolithe andeuten. Vereinzelt zeigen diese Kugeln zwischen gekreuzten Nicols noch fast unauflösbare, bei der Drehung nur schwach aufhellende, mikrofelsitische Stellen; meist sind sie indes soweit umgelagert, daß sie unter gekreuzten Nikols nur aus einem oder mehreren Feldspat- bezw. Quarzkrystallen bestehen. An Sphärolithen des Hallenburgporphyrs wurde beobachtet, wie die Krystallnadeln mit kleinen Orthoklasansätzen in grobkörnige, Muscovitneubildungen enthaltende Quarzaggregate, anscheinend Hohlraumausfüllungen, hineinwachsen. In diesen verzahnten Quarzaggregaten wurden sogar freiliegende Orthoklasleistchen beobachtet. Auf die Umlagerung der Sphärolithe zu allotriomorph-körnigen Quarz-Feldspat-Aggregaten soll später eingegangen werden.

Bei der makroskopischen Betrachtung der drei Porphyre erscheinen die Sphärolithe als zahllose, stecknadelkopf- bis hirsekorn-, selten haselnuß- oder gar walnußgroße Kügelchen (letztere stellenweise im Hallenburgporphyr), oder traubige Aggregate derselben (häufig im Kombergporphyr), die sich auf angewitterten Bruchflächen infolge der lebhaften Färbung auffällig vom Gestein abheben. Besonders schön sind diese Farbenunterschiede im älteren Erguß des Heftebergporphyrs und stellenweise im Kombergporphyr zu beobachten. Es finden sich hier in grüner Grundmasse weiße oder rotbraune, in rötlicher Grundmasse weiße oder grüne und in lichter Grundmasse dunkelgrau oder rötlich gefärbte Kügelchen. Der unter dem Mikroskop auffallende schalenförmige Aufbau tritt makroskopisch hervor durch die Abwechslung mehrerer weiß, grau, grün oder rotbraun gefärbter Ringe (an einzelnen Sphärolithen wurden deren bis zu vier gezählt). Auch die mikroskopisch auffallende Radialstruktur kann makroskopisch mit der Lupe, an größeren Individuen mit bloßem Auge erkannt werden. — Die größeren Sphärolithe haben einen normalen Gehalt an Einsprenglingen, die kleineren heften sich häufig in Gestalt von Kugelsektoren an die letzteren an. Im Gegensatz zum Hachelsteinporphyr zeigen sie nirgends den Einfluß der Fluidalstruktur und werden nie von fluidalen Lagen durchsetzt.

Im Kombergporphyr und älteren Erguß des Heftebergporphyrs ist zwischen den Kügelchen nicht selten eine tiefgrün gefärbte, weiche Zwischenklemmungsmasse eingeschaltet, die, von feinen gebogenen Rissen durchzogen, auf einen zersetzten Pech- oder Perlstein deutet. Auch u. d. M. wurden in Präparaten des älteren Ergusses des Heftebergporphyrs chloritische Neubildungen in gebogenen Schnüren zwischen den Sphärolithen beobachtet, die in der Art ihrer Anordnung stark an perlitische Risse erinnern. An der Zersetzung der Gesteine nehmen die Sphärolithe entweder teil, indem sie z. B. in kaolinisierter weißer Grundmasse als fahlgrüne Punkte, zu Eisenoxydulsilikaten zersetzt, erscheinen, oder sie lösen sich aus dem zermürbten Gestein als feste Kügelchen heraus. Diese letztere Erscheinung tritt in der Regel nur da auf, wo die Kugeln kompakt sind und sich infolgedessen schon beim Zerbrechen des Gesteins als Halbkugeln herausschälen, wie am Dörnberg (Heftebergporphyr), in der Arzdelle und an der Straße Steinbach-Rotterode (Hallenburgporphyr).

Ist dagegen ihr ganzer Umfang von einem mit Quarz ganz oder teilweise ausgefüllten Hohlraum eingenommen, so sitzen sie meist fest im Gestein (häufig im Hallenburgporphyr; im Heftebergporphyr z. B. an der Birkliete). Um die ungefähr hirsekorngroße Quarzdruse deutet dann nur ein heller oder dunkler Ring die eigentliche Sphärolithkugel an. Mitunter kann schon an diesen kleinen Kügelchen eine konzentrische Kammerung nach Art der großen Porphyrkugeln bezw. Lithophysen beobachtet werden.

Porphyrkugeln.

In den eben beschriebenen, mit Quarz ausgefüllten kleinen Sphärolithgebilden haben wir schon den Übergang der Sphärolithe in die nuß- bis kopfgroßen, nicht selten länglichen »Porphyrkugeln« verfolgt.

Auch diese stellen im Grunde einfache Sphärolithe der beschriebenen Art dar, die im Innern meist einen von der Größe der Kugel unabhängigen Hohlraum bergen. Abweichungen zeigt die Struktur der harten Kugelrinde, besonders bei mikroskopischer

Betrachtung. Die rings um den Innenhohlraum büschelförmig emporschießenden, einem einheitlichen Sphärolithgebilde angehörenden Krystallfasern werden oft unterbrochen von konzentrisch angeordneten, feinen, sichelförmigen Rissen. Diese meist mit Quarz erfüllten, kleintraubig begrenzten Risse wechseln wieder mit neuen Lagen büschelförmig bis radial angeordneter Sphärolithfasern ab, die auch als einzelne Sphärolithsektoren die kleintraubige Oberfläche der Porphyrkugeln bedingen. Sie begrenzen die Kugeln scharf gegen die umgebende, in der Regel weiche grünliche Grundmasse, die zahllose kleine Sphärolithe führt und ehemals glasig gewesen zu sein scheint. Dem großen Kugelgebilde sind die Sphärolithsektoren also gewissermaßen aufgewachsen, wie auf Seite 40 vom Hachelsteinporphyr geschildert wird, und man kann die Porphyrkugeln deshalb als komplexe Sphärolithgebilde bezeichnen im Gegensatz zu den einfachen oben beschriebenen Sphärolithen.

Der Innenhohlraum ist von der Gestalt und Größe der Kugel vielfach unabhängig, rißförmig gestreckt oder sternförmig polygonal. Nicht selten fehlt er völlig oder besteht nur in einem schmalen exzentrisch gelegenen Riß der beschriebenen Art. Auch eine konzentrische Kammerung in viele sichelförmige Hohlräume, wie sie der angeführten mikroskopischen Untersuchung entspricht, wurde beobachtet. Gelegentlich ist das Kugelinnere von zahlreichen unregelmäßig radial angeordneten papierdünnen Porphyrlamellen erfüllt, die mit Sphärolithfasern große Ähnlichkeit haben. Es geht daraus hervor, daß die Porphyrkugeln nur eine besondere Art der bekannten[1]) gekammerten, blumenkronenähnlichen Lithophysen darstellen, wie sie auch in den beschriebenen Porphyren vorkommen.

Über die Entstehung der Hohlräume in den Kugeln findet sich keine befriedigende Erklärung. Am einfachsten lassen sie sich wohl als Dampfblasen deuten, wie sie sich (siehe S. 31) auch im sphärolithfreien Gestein finden. Dafür spricht die Größe der Hohlräume und die Ausfüllung mit Sublimationsmineralien, wie

[1]) Ferdinand Zirkel, Lehrbuch der Petrographie, Bd. I, 2. Aufl., S. 480 ff.

Quarz und Eisenglanz [1]). Um die Anhäufung solcher Blasen gerade im sphärolithischen Gestein zu erklären, müßte man annehmen, daß in der Umgebung derselben besonders günstige Bedingungen für eine sphärolithische Entglasung geherrscht haben. Diese Auffassung gibt jedoch keine Erklärung für die konzentrische Anordnung der häufig rißförmigen Hohlräume, ebenso nicht für die radiale Kammerung des Kugelinnern. Auf diese Erscheinungen paßt besser die Annahme [2]) [3]), daß infolge der sphärolithischen Entglasung der wasserreichen Gesteinsgläser innerhalb der Sphärolithen Wassermengen frei geworden seien, die als überhitzter Dampf nicht nur ummineralisierend gewirkt, sondern auch den entstehenden Sphärolith nach den Wachstumsringen aufgeblättert, bezw. völlig zerspratzt hätten. Allerdings steht mit dieser Auffassung der Umstand in Widerspruch, daß selbst in den großen Porphyrkugeln, in denen man eine Menge von Wasserdampf vermuten müßte, ein Hohlraum nicht selten völlig fehlt.

Danach, und mit Rücksicht auf die Größe der Hohlräume, möchte ich zur Annahme von Dampfblasen neigen, die im zähflüssigen Gestein eingeschlossen blieben, und an die sich die sphärolithische Entglasung besonders häufig anschloß. Daneben mögen auch Vorgänge ähnlicher Art, wie sie oben angeführt werden, mitgespielt und zur Bildung der zerspratzten Sphärolithe geführt haben. Daß die Kugelhohlräume schon vor der Verfestigung des Gesteins vorhanden waren, beweist die oft beobachtete Ausfüllung mit dichter dunkler Grundmasse — ehemaligem Pechstein —, der auch andere Risse und Hohlräume der unverfestigten Lava ausfüllte (siehe S. 43; Taf. 3, Fig. 3).

Die Bildung von Porphyrkugeln ist also bedingt durch das Auftreten in der Regel hohler Sphärolithe. Jedoch muß noch eine weitere Eigenschaft hinzutreten, nämlich eine gewisse Individualisierung der Kugelgebilde, die erst eine selbständige und

[1]) Erläuterungen zu Kartenblatt Suhl der geologischen Spezialkarte von Preußen, herausgegeben von der Geol. Landesanstalt zu Berlin, S. 108.

[2]) American Journal of Science, 3. Serie, Vol. XXXIII. J. P. Iddings, The nature and origin of Lithophysae and the lamination of acid lavas S. 43.

[3]) Siehe Anmerkung auf voriger Seite.

freie Lösung aus der umgebenden Grundmasse ermöglicht. Diese Eigenschaft muß mit der Sphärolithstruktur aufs strengste verbunden sein, denn wir finden sie schon bei den vorher beschriebenen einfachen Sphärolithkügelchen. Es scheint, daß die Gruppierung der ursprünglich größtenteils homogenen Porphyrlava zu einzelnen Sphärolithindividuen Spannungen und Kohäsionsunterschiede mit sich gebracht hat, die zum größten Teile in der radialgerichteten Lage der eng gedrängten Sphärolithfasern gegenüber der übrigen richtungslosen Grundmasse begründet liegen. Die Sphärolithoberflächen sind infolgedessen die gegebenen Ablösungsflächen bei einer Schrumpfung des Gesteins, wie sie die Erstarrung oder spätere innere Umlagerung mit sich bringt. Neben dieser physikalischen Differenzierung ist hier auch eine gewisse ursprüngliche oder durch spätere Umlagerung entstandene chemische Ungleichheit des Gesteins gegenüber der Zersetzung in Betracht zu ziehen — so z. B. die perlitische Erstarrung der Zwischenklemmungsmasse der Kügelchen. Dadurch treten die Sphärolithgebilde bei der Verwitterung als schwer angreifbare Kugeln in Gegensatz zu der übrigen, rascher zerfallenden Grundmasse und lösen sich auf der durch den letzten Anwachsring bedingten Oberfläche leicht aus dem Gestein.

Alle diese Umstände tragen auch zu der Herauslösung der komplexen Sphärolithgebilde, wie sie die kompakten oder hohlen Porphyrkugeln darstellen, aus der umgebenden Gesteinsmasse bei.

Die Porphyrkugeln lassen sich deshalb mühelos aus der tonigen Verwitterungserde, in die ihre Umgebung zerfallen ist, herausschälen (so an der Straße von der Wasch nach Helmershof und auf dem Köpfchen nördlich des Arzberges, an dem Fahrweg über den Gipfel (Kombergporphyr), oder im Lippers (älterer Erguß des Heftebergporphyrs), finden sich meist aber schon als Geröll zwischen anderen Porphyrtrümmern verstreut. Am Südhang des Franzenberges (älterer Erguß des Heftebergporphyrs) wurden Blöcke beobachtet, in denen die Porphyrkugeln noch wie Einschlüsse bombenartig eingewachsen waren; auch hier konnten sie durch Schlag leicht aus dem stärker zer-

setzten umgebenden Gestein gelöst werden. Reich an solchen Kugelbildungen ist der ältere Erguß des Heftebergporphyrs am Franzensberg, auf dem Dörnberg, im Lippers und bei Struth, der Kombergporphyr auf dem Kohlberg, dem Komberg, dem Ringberg und dem Westhang des Hirschbergs, ferner im Ebertsgrund, am Nordhang des Arzberges und dem gegenüber liegenden Köpfchen; im Hallenburgporphyr wurden nur ausnahmsweise Porphyrkugeln gefunden. — Sie treten in allen Größen auf von haselnußgroßen, im Innern kompakten oder nur einen schwach rißförmigen Hohlraum bergenden Kugeln (es handelt sich stets um komplexe Sphärolithgebilde) bis zu Individuen von Kopfgröße. Solche großen Exemplare sind besonders häufig im Kombergporphyr; gestreckte Gebilde dieser Art zeigen hier sogar bis 40 cm Umfang. Mitunter sind zwei Kugeln miteinander verwachsen. Ihre Oberfläche ist von höckeriger Gestalt, hervorgerufen durch die aufgewachsenen kleinen Sphärolithe bezw. Sphärolithsektoren und rundliche, durch die Verwitterung herausgearbeitete Quarzeinsprenglinge.

Die Ausfüllung der Kugeln besteht meist aus konzentrischen, rot, gelb, grau und weiß gefärbten Hornstein- und Achatlagen, die die Wände bekleiden, und aus Bergkrystall oder Amethyst, die den Innenhohlraum überdrusen bezw. völlig ausfüllen. Die in radialer Stellung miteinander verwachsenen, am Ende frei ausgebildeten Quarzkrystalle sind nur in den kleineren Individuen wasserklar; gewöhnlich sind sie undurchsichtig weiß, rauchgrau oder amethystfarben und erreichen eine Größe von mehreren Zentimetern. Kappenstruktur ist mitunter an ihnen zu beobachten. Vielfach sind kleine und große Eisenglanzflitterchen und Eisenrahm ein- oder aufgewachsen, mitunter in Gestalt von Rosetten. Seltener sind die Quarzkrystalle von einem ziegelroten Überzug bedeckt, der seine Farbe reichlicher Beimengung von Eisenerz verdankt. In der Nähe der ehemaligen Zechsteindecke und zahlreicher kalkführender Erzgänge findet sich häufig großkrystalliner Kalkspat dem Quarz aufgewachsen, oder als sein Auslaugungsrückstand

eine mulmige, feine, schwarze, mangan-, eisen- und kieselsäurehaltige Erde. Auch Eisenspatkrystalle, in Brauneisen übergehend, glaskopfartiges Brauneisen und Psilomelan kommen vor und machen z. T. den Eindruck von Auslaugungsrückständen anderer Eisen- und Manganerze. Häufig findet sich Schwerspat von weißer und rötlicher Farbe, blätterig und in tafeligen Krystallen, ferner Eisenglanz als flitteriger Anflug auf Schwerspat und Kalkspat. Der Umstand, daß die letztgenannten Mineralien den kieselsauren Bildungen aufgewachsen sind, ferner ihre Abhängigkeit von den geologischen Verhältnissen der Umgebung lassen sie im Gegensatz zu der Quarz- und Chalcedonausfüllung als jüngere, postpermische Bildungen erscheinen. Daß es solchen Minerallösungen an Zufuhrkanälen in das Innere der Kugeln nicht fehlte, beweisen die zahlreichen Pilzmyzele, die darin eingedrungen sind. Im Gegensatz dazu hängt die kieselsaure Ausfüllung mit den Vorgängen bei der Erstarrung der Porphyre zusammen. In den Erläuterungen zu Kartenblatt Suhl, S. 107 und 108, wo dem Kombergporphyr verwandte Porphyre behandelt werden, wird als durchaus wahrscheinlich angenommen, daß diese Kieselsäure sowohl wie der Eisenglanz »nicht Absätze aus bei der Gesteinsverwitterung entstandenen, also jugendlichen Lösungen sind, sondern Ausscheidungen aus den Wasserdämpfen (Fumarolen), die aus den erstarrenden und erkaltenden Porphyrlaven entwichen, soweit diese das Wasser nicht (in den Pech- und Perlsteinen) gebunden zurückbehielten«. Für gleichaltrig werden dort auch die Kieselsäureausscheidungen angesehen, die in Gestalt von Achat sich auf Kontraktionsrissen und Klüften häufig in der Nähe der Porphyrkugeln finden.

Die Sphärolithbildung im Hachelsteinporphyr.

Während in den drei einsprenglingsreichen Porphyren, besonders im Komberg- und Heftebergporphyr, die Sphärolithgebilde in Form und Umfang sowie in ihrem Verhältnis zu den Hohlräumen fast völlig übereinstimmen, sind sie im Hachelsteinporphyr von besonderer Eigenart und Größe und treten in

Beziehung zu der für diesen Porphyr typischen Flußstruktur. Ihre Abhängigkeit von dieser zeigt sich teils in einer Streckung nach der Flußrichtung, wie sie besonders die größeren Sphärolithe aufweisen, teils in einer auffälligen halbkugelförmigen Ausbildung. Mit der flachen Seite sind diese Halbkugeln den Fluidallamellen angewachsen. Sie kommen (als einfache Sphärolithe) in allen Größen vor von der eines Hirsekorns bis zu der eines Brotlaibs, doch sind einfache Sphärolithe von solcher Größe (ca. $^1/_2$ m) eine Seltenheit. In der Regel haben sie einen Umfang von 3—5 cm. Die kleinen Individuen sitzen entweder knopfförmig auf den plattigen Absonderungsflächen des Gesteins oder sie sind mit den großen traubig bis nierenförmig verwachsen, auch häufig diesen aufgesetzt, wie es von den Porphyrkugeln beschrieben wurde. Ihrer eigentümlichen Form wegen werden sie vielfach als versteinerte »Muscheln« (gemeint sind Schnecken) angesehen. An den größeren Sphärolithen treten im Bruch schon makroskopisch konzentrische, dunkler und heller gefärbte Wachstumsringe hervor, die vielfach von gleichgerichteten, mit Chalcedon ausgefüllten Rissen begleitet werden[1]). Die genannten Erscheinungen, besonders der Zusammenhang zwischen Sphärolith- und Flußstruktur, lassen sich auch unter dem Mikroskop beobachten (Taf. 3, Abbild. 1). Die Flußstruktur, angedeutet durch parallele Anordnung feiner Biotitblättchen (in der Abbildung von links nach rechts) zeigt sich quer durchsetzt von den radialgestellten Sphärolithfasern (in der Abbildung von oben nach unten), die sich durch den ganzen Schliff hindurchziehen und durch ihre einheitliche Orientierung die Zugehörigkeit zu einem Sphärolith beweisen. Auch im Präparat wurden zahlreiche Risse beobachtet, die z. T. radial, z. T. konzentrisch das runde Sphärolithgebilde durchsetzen und vielleicht auf die Schrumpfung des Gesteins hindeuten, die bei diesem Porphyr besonders auffällig hervortritt, vielleicht aber auch auf Vorgänge zurückzuführen ist, wie sie

[1]) Siehe dazu S. 33 u. 36.

auf Seite 36 für die Entstehung der Lithophysen angenommen werden.

Während die kleinen Halbkugeln gewöhnlich eine glatte Oberfläche haben, macht sich an der Oberfläche der größeren die ungestört die Kugeln durchsetzende Fluidalstruktur geltend in Form von konzentrischen Streifen und Riefen, die besonders durch die Verwitterung der ungleich widerstandsfähigen Fluidallamellen stärker hervortreten. Sind diese dann noch durch verschiedene Färbung, z. B. weiß und rotbraun, gekennzeichnet, so kann, da sie auch die aufgewachsenen kleinen Kugelbildungen durchsetzen, ein solches traubiges bis nierenförmiges Sphärolithgebilde infolge der papierdünnen Lamellen ein eigenartiges Aussehen haben, z. B. einem Gebirgsmodell mit eingezeichneten Höhenkurven gleichen. Auch können die feinen Lamellen an die Anwachsstreifen einer Muschel erinnern. Die erwähnten Erscheinungen, die Halbkugelform und die längliche Gestalt der Sphärolithe (besonders der großen) deuten darauf hin, daß die sphärolithische Erstarrung bereits in der noch im Fluß befindlichen Lava begann.

Auch hier steht dieselbe mit den spärlich vorhandenen Hohlräumen in Zusammenhang. Viele kleine Sphärolithe zeigen im Innern eine Kammer, die aber in der Regel recht unbedeutend und, wie oben geschildert wurde, riß- oder linsenförmig ist; auch die größeren, brotlaibähnlichen Sphärolithgebilde umschließen häufig konzentrisch einen solchen halbmondförmigen, mit Quarz überdrusten Hohlraum. Treten mehrere Kammern in konzentrischer Anordnung auf, so entstehen die bekannten »aufgeblätterten« Lithophysen. Obwohl auf diese Weise bei annähernder Kugelform der Sphärolithe auch gelegentlich hohle Porphyrkugeln der beschriebenen Art entstehen können, tritt der Zusammenhang zwischen Blasenräumen und Sphärolithen hier bei weitem nicht so auffällig hervor wie beim Komberg- und Heftebergporphyr.

Fremde Einschlüsse.

An fremden Einschlüssen finden sich in den Porphyren Bruchstücke der älteren Gesteine, Melaphyre, Konglomerate,

Sandsteine und Schiefertone, die von der Lava mitgerissen und eingewickelt wurden. Im liegenden Teile des Kombergporphyrs treten sie fast in jedem Handstück auf als Sediment- und Tuff-Fladen oder Milchquarz- und Porphyrgerölle bis zu Faustgröße. Besonders häufig sind dunkle Gerölle. Eins derselben wurde u. d. M. als Bruchstück eines basischen Ergußgesteins, wahrscheinlich Melaphyr, bestimmt. Im Hachelsteinporphyr wurden nur am Südhange des Franzensberges Sandsteineinschlüsse beobachtet. Im Heftebergporphyr fanden sich am Hoherod und Nordhang des Heftebergs über faustgroße Schiefertonstücke, in die das Magma auf den Schichtfugen eingedrungen war und die durch die kaustische Wirkung desselben eine unregelmäßige, fast splitterige Absonderung erhalten hatten. Am Fuß des Dörnberges sind in demselben Gestein zahlreiche feine, rote Schiefertonbröckchen verteilt, die leicht mit dem Messer herausgeschabt werden können. — Von größerem Interesse sind die Tuffeinlagen, die sich am Gipfel des Dörnberges im hangenden Teil des älteren Heftebergporphyr-Ergusses finden und einen allmählichen Übergang des Porphyrs in die auflagernden Sedimente vermitteln. Dem einsprenglingsreichen Gestein sind über 20 cm mächtige Bänke grün und rot gebänderten Tuffes eingelagert, die z. T. dicht sind, z. T. feine Quarz- und Feldspatsplitter führen. Auch eine wolkige Verflössung der Tuffe ist mitunter eingetreten und an der verschiedenen Farbe und Struktur des Porphyrs zu erkennen. Daraus läßt sich schließen, daß die Eruption des älteren Ergusses mit großen Gasausbrüchen endete, die die feinen Aschen und Gesteinspartikel in die Höhe wirbelten und sie schichtweise dem erkaltenden, dann von neuen Lavalagen überdeckten Eruptivgestein einlagerten, bis allmählich die Lavaausbrüche aufhörten und nur noch Tuffe abgesetzt wurden.

Pechsteinschlieren.

Im Komberg- und Heftebergporphyr treten im einsprenglingsreichen Gestein stellenweise dichte Partien von grüner oder rotbrauner Farbe auf, die ihrer Form wegen als ehemalige

Pechsteinschlieren aufgefaßt werden müssen. Häufig sind sie an der Westseite des Arzbergs. Sie durchziehen hier als ca. handbreite, dichte, scharfbegrenzte, mit Siegellack vergleichbare dunkelbraunrote Adern nach allen Richtungen das Gestein, schwellen zu größeren Massen von muscheligem bis splitterigem Bruch an und verlieren sich dann in einzelne Putzen. Mitunter füllen sie Porphyrkugeln ganz oder teilweise aus. Dabei kann man beobachten, wie Quarzeinsprenglinge vom Rande in die Pechsteinmasse hineingeflößt sind.

Daß es sich bei einer solchen Kugelausfüllung tatsächlich um ehemaliges Glas und nicht um dichte Kieselsäure handelt, erwies die mikroskopische Untersuchung einer z. T. von Pechstein, z. T. von feinkrystallinem, blätterigem Quarz erfüllten länglichen Porphyrkugel. Dabei zeigte sich die Ausfüllungsmasse, durch zahlreiche trichitische und kumulitische Ausscheidungen stark getrübt, von feinen gebogenen Schlieren erfüllt, neben denen sich Pseudosphärolithe und andere Entglasungserscheinungen einstellten, und trat in auffälligen Gegensatz zu der sie nierenförmig begrenzenden, sphärolithisch erstarrten Kugelwand (Taf. 3, Abb. 3).

Der Heftebergporphyr führt Pechsteinadern und -nester am häufigsten am Fuße des Dörnbergs und östlich von Struth. Sie haben hier olivgrüne, graue und besonders violette Farbe, zeigen auf den muscheligen und splitterigen Bruchstellen oft noch schwachen Wachs- bis Fettglanz und sind arm an Einsprenglingen. Am häufigsten sind noch feine Quarzsplitter, viel seltener winzige Feldspäte. Solche Pechsteinpartien finden sich auch hier als Umrahmung linsenförmiger, mit Quarz gefüllter Hohlräume oder als Ausfüllung von Porphyrkugeln und Klüften, mitunter von einer Achatkruste begleitet. Am Fuße des Dörnberges im Lippers umschließen die hornsteinartigen, in frischem Zustande violetten, bei der Verwitterung ausbleichenden Massen zahlreiche bis faustgroße, eckige Bruchstücke des einsprenglingsreichen, grüngefärbten Gesteins. Diese Erscheinung deutet ebenso wie die Ausfüllung von Porphyrkugeln

und anderen Hohlräumen mit Pechstein darauf hin, daß die dichten Massen Nachschübe des flüssigen Magmas darstellen, die in Klüfte und Hohlräume des erstarrenden Gesteins eindrangen oder die Trümmer des erkaltenden Schmelzflusses einwickelten.

Die ursprüngliche Natur und spätere Umwandlung der Porphyre.

Die beschriebenen Erscheinungen, wie Flußstruktur, schlierige oder bimssteinartige Beschaffenheit, Lithophysen und sphärolithische Erstarrung deuten mit Sicherheit auf die ursprünglich glasige oder felsitische Natur der Porphyre hin.

Junge, lithophysenführende Gesteinsgläser, wie die des Yellowstoneparks, zeigen[1]) dieselbe dünnplattige Anordnung, dieselben nach der Flußrichtung angeordneten kleinen Sphärolithe, dieselben blätterigen, von der Flußrichtung durchsetzten länglichen Lithophysen wie der Hachelsteinporphyr oder der Hallenburgporphyr; der einzige Unterschied zwischen beiden Gesteinstypen besteht darin, daß dort die umgebende Grundmasse ein dunkles Glas, hier ein mattgrau aussehendes, krystallines Aggregat darstellt.

Auch das mikroskopische Bild zeigt in gewöhnlichem Lichte die auffallende Ähnlichkeit beider Gesteine, auf ein höheres Alter des Porphyrs deuten neben der Verwitterung der Einsprenglinge nur stellenweise trübe, kaolinisierte Partien und die Rotfärbung der Grundmasse, die auf der Umwandlung der krystallitischen Gebilde in Eisenoxyd beruht. Erst im polarisierten Lichte tritt der Altersunterschied beider Gesteine in der Umwandlung der Porphyrgrundmasse hervor. Die anscheinend so einheitliche Grundmasse erscheint nun als ein allotriomorph-körniges Quarz-Feldspatgemenge, das alle Zustände der Krystallisation widerspiegelt, von krypto-krystallinen, auch bei stärkster Vergrößerung kaum merklich aufhellenden Partien bis zu einer granitischen Pflasterstruktur, deren einzelne, meist miteinander verzahnte Individuen deutlich als Quarz und Feldspat zu erkennen sind.

[1]) Bei dem Vergleich von Handstücken.

Ein geradezu klassisches Beispiel für diese Umwandlung bietet ein Präparat, das einem großen Sphärolith des Hachelsteinporphyrs entnommen wurde und von dem zwei Abbildungen beigegeben sind. Während zwischen parallelen Nicols (Taf. 3, Abb. 1) gut zu beobachten ist, wie die Flußrichtung, angedeutet durch annähernd parallele, leistenförmige Biotitschüppchen, quer durchsetzt wird von den Sphärolithfasern, zwischen denen dunkle Eisenglanzkryställchen und winzige farblose vier- bis sechsseitige Kryställchen von stärkerer Lichtbrechung verstreut liegen, ändert sich dieser charakteristische Anblick des Gesichtsfeldes auffallend zwischen gekreuzten Nicols (Abbild. 2). Die Grundmasse ist nun in eine Anzahl größerer, unregelmäßig gegeneinander begrenzter, von der sie durchsetzenden Sphärolithstruktur unabhängiger Felder zerfallen. Jedes derselben löscht, soweit seine Grenze reicht, bei einer Drehung des Präparates gleichzeitig und einheitlich aus bis auf einige parallele Krystallfasern, die sich stets bei Aufhellung des Feldes schwachdunkel, bei Auslöschung schwachhell abheben und so die sphärolithische Faserstruktur deutlich hervortreten lassen. In der Abbildung ist diese Erscheinung leider nicht scharf genug zum Ausdruck gekommen. Die übrige, optisch einheitlich orientierte Substanz der Felder erwies sich bei der Untersuchung mit dem Gipsblättchen teils als Quarz, teils als Feldspat. Die jedes Feld durchsetzenden Krystallfasern hingegen zeigen einen dem optischen Charakter des Feldes entgegengesetzten Charakter, so daß überwiegend aus Quarz bestehende Felder von Feldspatfasern, und Feldspatfelder von Quarzfasern durchwachsen sind.

Ähnliche Erscheinungen wurden in anderen Präparaten desselben und der übrigen Porphyre beobachtet. Dabei zeigte die Verteilung und Begrenzung der gröberen und feineren Aggregate keinerlei Abhängigkeit von den Biegungen und Stauchungen der Fluidallamellen, außer in einem Präparat der fluidalen Ausbildungsart des Kombergporphyrs. Hier war die Stärke der Umwandlung und die Größe der einzelnen Mosaikfelder

nach den Fluidallamellen verschieden. Auch die Sphärolithkügelchen sind in feinere oder gröbere Quarzfeldspat-Aggregate zerfallen, und zwar häufig ohne Rücksicht auf Anwachsringe und Begrenzung; häufig gehen sie in Partien über, die an eine granophyrische Struktur erinnern, wie überhaupt die Umwandlung nicht selten die verschiedensten Strukturen hervorbringt.

Es ist also die ursprünglich amorph erstarrte Grundmasse mit der Zeit in ein krystallines Aggregat zerfallen, ein Vorgang, der nicht mit einer Zersetzung des Gesteins zu verwechseln ist. Ob nun die Porphyre ursprünglich glasig (vitrophyrisch) oder mikrofelsitisch erstarrt sind, ist infolge der Umwandlung nicht mehr mit Sicherheit zu entscheiden; auch die spärlichen, bei der Drehung zwischen gekreuzten Nicols dunkel bleibenden Stellen der Grundmasse geben darüber keinen Aufschluß. Für eine wenigstens stellenweise vitrophyrische Erstarrung sprechen die in den Präparaten häufig beobachteten, an einen Glasfluß erinnernden Schlieren, ferner die Perlitstruktur, die sich nicht selten zwischen den Sphärolithkugeln findet.

Farbe, Absonderung und Zersetzung der Porphyre.

Hand in Hand mit der geschilderten inneren Umlagerung der Porphyre hat auch ihr äußerer Habitus an Stelle der ursprünglich glasigen oder porzellanartigen Natur eine matte, steinige, höchstens noch schwach wachsglänzende Beschaffenheit angenommen. Auf der Umwandlung der krystallitischen Ausscheidungen beruht die lebhafte Färbung der Grundmasse, die warmen braun- bis violettroten, lauchgrünen oder fahlgrauen Töne. Erstere sind durch den Übergang der Ferrite in Eisenoxyde hervorgerufen, während letztere auf ein Fehlen des ferritischen Pigments hindeuten. Durch den wechselnden Gehalt an solchem Pigment ist auch der schöne Farbenwechsel der Fluidallamellen und der Sphärolithkügelchen bedingt.

Mit dem Eintritt der Verwitterung und Zersetzung verblassen meist die lebhaften Färbungen und gehen in graue und weißliche, auf Kaolinisierung der Grundmasse beruhende

Töne über. Durch Auslaugung der Feldspäte wird das Gestein löcherig. Solche hellen, schmutzigweißen Färbungen zeigen besonders die Handstücke des Hallenburg- und Heftebergporphyrs. Lokal beschränkte Zersetzungserscheinungen sind häufig in der Umgebung von Verwerfungen und Eisenerzgängen oder in der Nähe der Zechsteindecke zu beobachten. Als erste Anzeichen der beginnenden Zersetzung sind rundliche oder unregelmäßig wolkige, hell-fleischrote oder weißgrüne Flecken im dunklen Gestein zu betrachten, die auch in der Umrandung von Hohlräumen auftreten. Durch weitere Zersetzung findet meist grusiger Zerfall (bei Sphärolith- oder Perlitstruktur) oder Kaolinbildung statt. So ist der Hachelsteinporphyr an vielen Stellen, z. B. oberhalb des Hachelsteins, durch Umwandlung in einen rosafarbigen, weißen oder grauweißen kaolinreichen Ton wasserundurchlässig geworden; an der Verwerfung südlich des Hachelsteins und an anderen Stellen im Hangenden ist er zu einer grünlichen, einem flaserigen Tuff ähnlichen, mit dem Messer ritzbaren Masse geworden, bei der die Fluidalstruktur verschwunden ist. — Der Heftebergporphyr ist an der Hoherodverwerfung oberhalb des Hachelsteins auf einige Meter völlig mürbe und bröckelig geworden, teilweise mit Brauneisen imprägniert. Im Ebertsgrund, an der Straße am Fuß des Heftebergs, ist die Zersetzung weit stärker. Hier ist das Gestein dicht an der Verwerfung gegen den Zechstein tiefgründig zu einem feinen, z. T. in Ton eingebetteten Grus zerfallen, der in einem Aufschluß an der Straße gelegentlich gewonnen wird. Lagenförmig abwechselnd zeigt dieser Grus violette, ziegelrote, grünliche, graue und gelbe Farbtöne. Der Grus wird hier zur Straßenbeschotterung verwandt und am Straßenhang aus Löchern hervorgescharrt. — Ähnlichen Zerfall zeigen auch die anderen Porphyre, so der Kombergporphyr in dem vom Käbach nach dem Dörnberg sich hinaufziehenden Tälchen oder an der Straße von der Wasch nach Helmershof, nahe der hier durchsetzenden Verwerfung, wo die Einsprenglinge leicht aus dem tiefgründigen Grus herausgelesen werden können.

In der Nähe von Erzgängen haben die Porphyre eine mehr oder minder starke Imprägnation mit Eisen- oder Manganerz erlitten. Am schönsten ist diese Imprägnation am Hallenburgporphyr in der Arzdelle zu beobachten und äußert sich hier sogar in der Farbe des Ackerbodens. Schon in weiter Entfernung von den Erzgängen stellen sich zahlreiche feine, dunkle, blinkende Eisenglanzschüppchen im Gestein ein, die bei gebleichter Grundmasse selbst dem unbewaffneten Auge auffallen. Mit der Annäherung an die Erzgänge nimmt die Imprägnation zu, indem die feinsten Klüfte mit Eisenrahm überzogen sind und von ihnen aus die Grundmasse durch Eisentonerdesilikate graublau gefärbt ist. In der Umgebung der Pingen erscheint der Porphyr von feinsten Roteisenschüppchen derart durchtränkt, daß man ihn seiner Schwere und dunkelroten Farbe wegen für ein Eisenerz ansehen könnte. Eine gleiche Durchtränkung mit Eisen- und Manganerz zeigt der Kombergporphyr am Ringberg; die hellgrün zersetzten Feldspäte heben sich dabei scharf von der tiefrot-violetten, mürben, an einen Melaphyr erinnernden Grundmasse ab. — Auch im Hachelsteinporphyr wurde starke Imprägnation aller Klüfte und Spalten mit Eisen- und Manganerz beobachtet; das Gestein selbst ist hier weit weniger umgewandelt. Die Imprägnation zeigt sich beim Spalten des Gesteins meist als brauner oder schwarzer Überzug der Spaltflächen, äußert sich aber auch in Form von zierlicheren oder plumperen Dendriten von Psilomelan. In der Nähe der Manganerzgänge am Dörnberg sind diese Psilomelanüberzüge so stark und dicht, daß man sie abblättern kann; auch ist hier das Gestein auf allen Rissen so völlig durchtränkt, daß es beim Zerschlagen eine schwarze Färbung zeigt und fast das Aussehen eines Manganerzes hat. Solche Stücke erzdurchtränkten Porphyrs haben nicht selten Anlaß zu fruchtlosen bergbaulichen Versuchen gegeben.

Wahrscheinlich auch im Zusammenhang mit Erzgängen steht die intensive Verkieselung, die der Kombergporphyr auf dem Gipfel des Arzberges erlitten hat.

Im Liegenden des Unteren Zechsteins zeigen Kombergporphyr wie Hachelsteinporphyr eine auffällige Färbung. Ersterer ist im Tal der Dürren Stille, wo er eine Strecke weit den Ausbiß der unteren Zechsteinformation begleitet, eigentümlich schmutzig-gelb, weiterhin grün gefärbt. Der Hachelsteinporphyr ist besonders am Kühberg und im Ebertsgrund, am Kohlberg oberhalb Schöntal u. a. O. bis zu mehreren Metern tief zersetzt und zu einer mehr oder weniger festen bis bröckeligen dunkelgrünen Masse geworden, die leicht in eine lettige Erde zerfällt. Ihre auffallende Färbung markiert die Grenze des Zechsteins.

II. Verbreitung und stratigraphische Unterschiede der Porphyre.

Die geschilderten, bei allen vier Porphyren mehr oder minder häufig wiederkehrenden petrographischen Erscheinungen deuten nicht nur auf die enge petrographische Verwandtschaft der vier Lavadecken, sondern legen auch der stratigraphischen Abgrenzung stellenweise Schwierigkeiten in den Weg. Dazu kommt als weitere Schwierigkeit die Eigentümlichkeit der Porphyre, in demselben Erguß völlig verschiedene Ausbildungsformen zu zeigen, wie der Hallenburg- und Kombergporphyr. Nur so ist die Verwechselung des Hallenburgporphyrs mit dem Hachelsteinporphyr, des Kombergporphyrs mit dem Heftebergporphyr am Arzberg zu erklären, wie sie in den Profilen von Bücking [1]) sich findet, oder die Verwechselung des Heftebergporphyrs mit dem Kombergporphyr, wie sie östlich von Struth auf Kartenblatt Tambach dargestellt ist.

Bei eingehender Betrachtung lassen sich trotzdem eine Anzahl scharf hervortretender Unterschiede und Eigentümlichkeiten der einzelnen Porphyre feststellen, die für eine stratigraphische Gliederung und die Klärung der Lagerungsverhältnisse von größter Bedeutung sind.

[1]) Bücking, Mitteilungen über Eruptivgesteine der Sektion Schmalkalden. Jahrb. d. Kgl. Geol. Landesanstalt zu Berlin 1887.

a) Der Hallenburgporphyr.

Eine der genannten Schwierigkeiten für die stratigraphische Beurteilung der Porphyre und für ihre Eingliederung in die übrigen Porphyre des Thüringer Waldes bietet der Hallenburgporphyr, der, seiner petrographischen Beschaffenheit nach den Jüngeren Oberhöfer Porphyren eng verwandt, dennoch seiner Lagerung wegen zu den Älteren gezählt werden muß. In unserem Gebiet stellt er sogar den ältesten Erguß dar, da er den Kombergporphyr noch unterlagert.

Er bildet von dem Felsmassiv der Hallenburg bis zum Südhange des Arzbergs bei Steinbach eine mehrere hundert Meter mächtige Eruptivdecke auf rotliegenden Konglomeraten und Sandsteinen, die er, wie an der Hallenburg und an der Straße Steinbach-Rotterode deutlich zu beobachten ist, mit nordwestlichem Einfallen überlagert.

Seine petrographischen Besonderheiten sind die geringe Größe der spärlichen Einsprenglinge (Quarz bis 2 mm, Feldspat bis 5 mm) und das Fehlen des Biotits, die unauffällige, feine, fluidale Bänderung und die kleinen, vielfach hohlen Sphärolithkügelchen, endlich die helle, lichtrötliche bis lichtgraue, mitunter fast schneeweiße Farbe der meist kaolinisch verwitterten Grundmasse. Von dem Hachelsteinporphyr, dem er stellenweise in Farbe und Fluidalstruktur sehr ähneln kann (so in der Arzdelle), unterscheidet ihn stets der Gehalt an Einsprenglingen, sodann die geringe Größe und die Form der Sphärolithbildungen, die fast nie miteinander verwachsen auftreten, wie es im Hachelsteinporphyr die Regel ist. Das frische Gestein, das im Liegenden des Ergusses am Hallenburgfelsen und am Osthang der Arzdelle, dicht am Fußweg von Steinbach nach Altersbach in schwach hervortretenden Felsen ansteht, legt mit seiner ausgeprägt fluidal-felsitischen Struktur und dem scherbig-plattigen Zerfall der einsprenglingsarmen, harten, fleischrot gefärbten Grundmasse eine Verwechselung mit dem Hachelsteinporphyr besonders nahe. Demgegenüber hat die Hauptmasse des Hallenburgporphyrs, nach den stark kaolini-

sierten Handstücken zu urteilen, große Ähnlichkeit mit dem jüngeren Erguß des Heftebergporphyrs sowohl in der Größe der Einsprenglinge wie in der hellen Farbe des Gesteins. Nur das Fehlen der Biotitblättchen und die in jenem seltene fluidale Bänderung lassen auch hier eine Unterscheidung zu.

Felsbildend tritt der Porphyr nur an der Hallenburg auf, hier aber in einer mächtigen, an 50 m steil abstürzenden Porphyrklippe, die von der malerischen Burgruine gekrönt wird. In dieser schroffen Felsbildung erinnert er an die Klippen des Hachelsteinporphyrs im Asbacher Tal, mit dem er hier auch in Struktur und Absonderung gewisse Übereinstimmung zeigt.

b) Der Kombergporphyr.

In schroffem Gegensatz zum Hallenburgporphyr sowohl in der Größe der Einsprenglinge wie in der Farbe der Grundmasse steht der Kombergporphyr, der zweitälteste Porphyr des behandelten Gebietes. Er ist über einen nicht unbeträchtlichen Teil desselben verbreitet. Im Westen, wo er im Maximum ca. 150 m mächtig ist, bildet er die Kuppen des Ringbergs und des Kombergs, den Fuß des Hirschbergs und des Kohlbergs und die das Struther Tal und den Ebertsgrund nördlich begrenzenden Abhänge. Im Osten taucht er als einziger der im Westen auftretenden Porphyre unter der Decke rotliegender Sedimente bei Altersbach wieder hervor, setzt den Gipfel und Nordosthang des Arzbergs zusammen und zieht sich auf die nördliche Seite des Rotteroder Tales hinüber. Er stellt deshalb in seiner vorherrschenden Ausbildung mit den charakteristischen großen Quarzeinsprenglingen, den Pechsteinschlieren und der meist dunklen Farbe — wenn man hier den Ausdruck gebrauchen darf — den Leithorizont des ganzen Profils dar und gibt einige der wichtigsten Anhaltspunkte zur Klärung der Lagerungsverhältnisse. Seiner ganzen Ausbildung nach ist er den auf Blatt Suhl und Crawinkel verbreiteten Porphyren, die sich an den »Porphyr vom Typus des Bundschildskopfporphyrs« anschließen, gleichzustellen, gehört also noch zu den sogenannten »Älteren« Oberhöfer Porphyren.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Von der mit den genannten Porphyren ziemlich übereinstimmenden normalen Ausbildungsart mit den zahlreichen großen und kleinen stark kantengerundeten Quarzeinsprenglingen (bis 8 mm), den zahlreichen großen Orthoklasen (bis über 10 mm) und den spärlichen kleinen Biotitblättchen (1 mm) weicht eine ausgezeichnet fluidal-felsitische Varietät stark ab, die sich durch das völlige Fehlen der Quarze, die geringe Größe der Feldspäte und das Hervortreten des Biotits (bis 3 mm) auszeichnet. Sie tritt auf dem westlichen Muldenflügel im liegenden Teile des Ergusses fast überall auf, am Ringberg, im Käbach, am Kohlberg, bei Struth, im Ebertsgrund, im Wolfstal und besonders auffällig am Komberg. Bücking, der diese Ausbildungsart am Komberg beobachtete, hält sie deshalb auch für einen besonderen, 20—30 m mächtigen Erguß, der den Kombergporphyr unterlagert[1]). Die Unrichtigkeit dieser Auffassung beweisen nicht nur die häufig beobachteten Übergänge der beiden Ausbildungsarten, sondern auch das Auftreten der fluidalen Abart im Hangenden des Ergusses, so z. B. in dem von Käbach nach dem Dörnberg sich hinaufziehenden Tälchen (s. S. 29).

Mit dem Hachelsteinporphyr zeigt diese Ausbildungsart des Kombergporphyrs eine gewisse Ähnlichkeit in der splitterigen, hornsteinartigen Beschaffenheit der Grundmasse, den abenteuerlichen Biegungen und Knickungen der schön gefärbten Fluidallamellen und der häufig dünnplattigen Absonderung; das Unterscheidungsmerkmal bilden meist nur die großen dunklen Biotitblättchen und die braunrote Farbe; stellenweise sind auch die kleinen Feldspateinsprenglinge hier zahlreicher und treten auf den Absonderungsflächen stärker hervor. Der Übergang dieser fluidalen Varietät in den normalen Kombergporphyr wird angedeutet durch den Wechsel dichter fluidaler Lagen mit solchen einsprenglingsreichen Porphyrs, wie es die Handstücke im kleinen zeigen. Dabei gesellen sich zuerst in dem deutlich fluidal-struierten, von feinsten grauen oder rotbraunen wellenförmigen

[1]) Erläuterungen zu Blatt Schmalkalden, S. 55.

Lamellen durchzogenen Porphyr zu den zahlreichen Glimmertäfelchen und winzigen Feldspäten kleine und vereinzelt größere Quarz- und Feldspateinsprenglinge, die meist undeutlich in der Flußrichtung gestreckt sind. Dann beginnen die einsprenglingsreichen Partien mehr und mehr zu überwiegen und werden nur ab und zu noch von feinen fluidalen Lagen unterbrochen, die sich im Gegensatz zu jenen durch kleine Quarzeinsprenglinge auszeichnen.

Der Übergang und bankförmige Wechsel beider Varietäten läßt sich besonders gut beobachten in dem Tagebruch eines alten Eisenmanganerzstollens an der Nordseite des Kombergs, ferner in Struth, im Hof des zweitletzten Hauses am Friedhof. Die hier anstehenden Porphyrfelsen beseitigen jeden Zweifel an der Einheitlichkeit beider Ausbildungsarten.

Für den einsprenglingsreichen Porphyr charakteristisch ist der Reichtum an Sphärolithbildungen und Porphyrkugeln. Letztere können bis über Kopfgröße erreichen und werden wegen ihrer schönen Bergkrystallausfüllung häufig gesammelt. Schon GEISTHIRT erwähnt in seiner Schmalkalder Chronik zu Anfang des 18. Jahrhunderts, daß am Kohlberg und im Käbach Kugeln voll schwarzer Erde und »Diamanten« gefunden worden seien. Heute sind die Kugeln an den Hauptfundpunkten wie am Kohlberg, am Komberg und Hirschberg sowie auf der dem Arzberg gegenüberliegenden Porphyrkuppe, dem Köpfchen, schon seltener zu finden, während sie nordwestlich vom Ebertsgrund und am Nordosthange des Arzberges noch in prächtigen Exemplaren verstreut liegen.

Der Porphyr ist vielfach plattig zerklüftet und zerfällt auch häufig in unebene Platten. Gewöhnlich bildet er bei der Verwitterung größere unregelmäßige Blöcke von grauvioletter Farbe im Gegensatz zu dem Heftebergporphyr, der in der Regel in Stücke von heller, oft schneeweißer Farbe zerfällt. Die Blöcke bedecken zusammen mit dem feineren Schotter zahlreich die Berghänge und stellen der Aufforstung oft Schwierigkeiten entgegen. Anstehend in Felsen tritt er im südlichen Teil des Ge-

bietes nur an wenigen Stellen, so am Südhange des Hirschbergs, am Westhange des Kohlbergs und am Nordhange des Arzbergs auf. Bedeutender sind die Felsbildungen am nördlichen Rande des Ebertsgrundes und seiner nordwestlichen Verlängerung. Hier bildet der Porphyr langgestreckte, zackige, nach dem Ebertsgrund zu steil abfallende Felskämme, den Kronstein, Heidelstein und Hirtenstein, an die sich die Dörfer Struth und Helmershof anlehnen. Auch im Wolfstal nördlich von Struth treten größere Felsbildungen auf. Seiner Widerstandsfähigkeit wegen wird er zum Beschottern der Straßen und als Baustein zu Grundmauern häufig verwandt und zu diesen Zwecken in zwei Steinbrüchen an der Straße Steinbach-Rotterode gewonnen.

c) Der Hachelsteinporphyr.

Den Kombergporphyr überlagert, meist durch eine Sedimentschicht von ihm getrennt, die bis 170 m mächtige Decke des einsprenglingsarmen, fluidalstruierten Hachelsteinporphyrs. Er ist ein typischer Felsitporphyr (im Sinne Tschermak's), dessen charakteristische Fluidalstruktur, wie sie in so hohem Maße kaum einem anderen Porphyr des Thüringer Waldes eigen ist, und dessen eigenartige sphärolithische Erstarrung ihn mit den Jüngeren Oberhöfer Porphyren vergleichen läßt, denen er sich auch nach seiner geologischen Stellung im oberen Teil der Oberhöfer Schichten anschließt.

Er bildet im Norden des Gebietes den südwestlichen Abhang des Ebertsgrundes, umrahmt das Asbacher Tal und erreicht am Kohlberg und dem gegenüberliegenden Hachelstein seine größte Mächtigkeit. Ferner bildet er die durch Erosion getrennten Kuppen des Hirschbergs, zieht sich, dem südöstlichen Einfallen dieses Muldenflügels entsprechend, ins Berntal hinab, dann am Nordhange des Dörnbergs wieder hinauf und bildet den östlichen Teil des Ringbergs. Im Osten des Gebietes, wo er entsprechend der muldenförmigen Lagerung des Rotliegenden im Hangenden des Kombergporphyrs bei Altersbach wieder auftauchen müßte, fehlt er, scheint sich also nach Altersbach zu auszukeilen. Er

ist von den jüngeren tektonischen Störungen des Gebietes am meisten betroffen worden, wie seine Lagerungsverhältnisse im Asbacher Tal beweisen. Von den Porphyren des Gebietes neigt er, wohl infolge der Fluidalstruktur, am meisten zur Bildung schroffer, grotesker Felsen. Das Asbacher Tal, das der Asbach von der Wasch bis fast zum Dorfe tief in diese Porphyrdecke eingesägt hat, erhält durch solche Felsbildungen seinen eigenartigen Reiz. Zu beiden Seiten des frischgrünen Wiesentals steigen sie auf: links (südlich) der steilabfallende, an 60 m hohe Hachelstein, rechts die turmartig aus der Berglehne herausmodellierten Kohlbergfelsen, umgeben von ausgedehnten kahlen Schotterhalden, die, hier und da von großen abgestürzten Blöcken unterbrochen, sich bis ins Tal hinabziehen. Im Verein mit dem mannigfachen Wechsel von Laub- und Nadelwald machen sie den Asbacher Grund zu einem der schönsten Täler des Thüringer Waldes.

In petrographischer Hinsicht zeichnet sich der Hachelsteinporphyr aus durch das völlige Fehlen der Quarzeinsprenglinge, die mit unbewaffnetem Auge kaum erkennbaren, spärlichen Orthoklase und die mikroskopischen Glimmerblättchen, beide in der Flußrichtung gestreckt. Die Grundmasse zeigt die beschriebenen, an gemasertes Holz erinnernden Fluidallamellen mit ihrem lebhaften Farbenwechsel, ihren auffälligen Stauchungen und Knikkungen und der daran anschließenden faltigen bis welligen Absonderung, ferner die eigenartigen, von der Flußstruktur beeinflußten, häufig halbkugelförmigen, bis brotlaibgroßen, traubig oder nierenförmig verwachsenen Sphärolithe. Stellenweise finden sich noch wachsglänzende, hälleflintartige bunte Partien mit splitteriger Absonderung, typisch für die felsitische Beschaffenheit. Die Farbe des Gesteins ist im allgemeinen ziemlich hell, fleischfarben oder hellgrau, im Gegensatz zu dem fluidalen Kombergporphyr.

Der durch die Fluidalstruktur bedingte dünnplattige Zerfall des Gesteins führt meist zur Bildung feiner scharfkantiger Scherben, die die Hänge tiefgründig überschottern und eine Auf-

forstung sehr schwierig machen. Nur der Wasserreichtum und die häufige Überlagerung durch den Zechstein ermöglichen dem Laubwalde, der sich mühsam an die steilen Hänge anklammert, eine kümmerliche Existenz.

Dieses feinscherbigen Zerfalls und der hohen, durch die kieselsäurereiche Grundmasse bedingten Härte wegen wurde das Gestein schon zu Anfang des vergangenen Jahrhunderts als Straßenschotter verwandt und wird heute noch zu diesem Zweck an den Kohlberger Geröllhalden gewonnen.

d) Der Heftebergporphyr.

Der Heftebergporphyr, der jüngste Porphyr des Gebietes, ist von dem Hachelsteinporphyr durch eine Sedimentzone getrennt und unterlagert in mehreren Ergüssen das Hirzbergkonglomerat. Unter diesem muß er sich ebenso wie der Hachelsteinporphyr nach Altersbach zu rasch auskeilen, da er auf dem südöstlichen Muldenflügel nicht wieder zutage tritt. Ihm gehören die höchsten Erhebungen des Gebietes, der Stillerstein (645,8 m), Dörnberg (624 m) und Hefteberg (620 m) an, von denen die ersten beiden als steile, am Gebirgsrand gelegene Porphyrkuppen weit ins Vorland hinein sichtbar sind.

Seine charakteristischen petrographischen Merkmale sind die zahlreichen, meist kleinen Einsprenglinge (Quarz, Feldspat, Glimmer), besonders die stets kleinen, höchstens 3 mm großen Quarze, die weder die starke Kantenrundung, noch die dunkle Farbe der Quarze des Kombergporphyrs zeigen; endlich der Reichtum an Lithophysen und die Sphärolith- und Hohlkugelbildung, Eigenschaften, die allerdings z. T. nur für den älteren Erguß zutreffen.

Bisher war die Abtrennung eines älteren und eines jüngeren Ergusses nur am Dörnberg und Stillerstein durchgeführt, wobei Dörnberg und Franzensberg als zwei getrennte Eruptivdecken aufgefaßt waren. Die neuen Untersuchungen haben indes gezeigt, daß nicht nur Franzensberg und Dörnberg eine zusammenhängende Eruptivdecke bilden. sondern daß dieser ältere Erguß sich, von dem jüngeren durch eine Sedimentzone getrennt, vom Berntal bis in den Ebertsgrund verfolgen läßt.

Er zeigt gegenüber dem jüngeren Erguß, dem normalen Heftebergporphyr, nicht unbedeutende Unterschiede, indem die Feldspäte, die in jenem höchstens 5 mm groß sind, meist 5—6, mitunter 8—10 mm erreichen, und in der Grundmasse neben lebhaften Färbungen und Pechsteinschlieren deutliche Sphärolithstruktur sich einstellt. Besonders auffällig ist aber die Bildung von hohlen Porphyrkugeln. Während Blasenräume in den Jüngeren Oberhöfer Porphyren häufiger als in den Älteren Porphyren auftreten und auch sphärolithische Erstarrung in ersteren weit verbreitet ist (wie im Hachelsteinporphyr), gilt die Bildung von hohlen Porphyrkugeln auf Blatt Suhl, Crawinkel und Tambach in der Regel als Kennzeichen der Älteren Oberhöfer Porphyre, die dem Kombergporphyr entsprechen. Durch diese Eigenschaft nähert sich die beschriebene Ausbildungsart — wir wollen sie Dörnberg-Varietät nennen — weit eher dem Kombergporphyr und somit den Älteren Oberhöfer Porphyren als dem normalen Heftebergporphyr, mit dem sie häufig nur in der geringen Größe der Quarzeinsprenglinge übereinstimmt. Von diesem Gesichtspunkt aus ist es interessant, daß auch ein Gestein wie die Dörnberg-Varietät, das seiner Lagerung wie seinen Einsprenglingen nach unzweifelhaft zu den Jüngeren Porphyren gehört, dieselben Erscheinungen wie die Älteren Porphyre zeigt (vergl. dazu auch den Regenbergporphyr auf Blatt Friedrichroda). In der geschilderten Ausbildung zieht sich der ältere Erguß über die Kuppen des Franzensberges und des Dörnberges ins Käbach hinab. Hier zeigt dieselben Eigentümlichkeiten ein kleines, wahrscheinlich isoliertes Porphyrlager, das im Liegenden dieses älteren Ergusses den Sedimenten eingeschaltet ist und als älteste, zum Heftebergporphyr gehörige Eruptivdecke zu betrachten ist. Nördlich des Käbachs findet sich der ältere Erguß zwischen Hirschberg und Hefteberg, bildet den Rücken des Hoherods und zieht sich, größtenteils von der Zechsteindecke verhüllt, bis in den Ebertsgrund. Ob die am östlichen Abhange desselben, an der Birkliete nahe der Verwerfung den rotliegenden Sedimenten aufgesetzte Porphyrkuppe diesem älteren Erguß angehört, ist zwar

der Lagerung nach wahrscheinlich, doch läßt die abweichende petrographische Beschaffenheit, die trotz der zahlreichen Sphärolithe mehr dem jüngeren Erguß entspricht, darüber keinen Schluß zu. Während dem Gestein an den genannten Stellen nördlich des Käbachs die obenerwähnten Eigentümlichkeiten meist fehlen und nur stellenweise die sphärolithische Ausbildung stärker hervortritt, zeigen sie sich typisch entwickelt an den flachen, durch Erosion getrennten Porphyrkuppen östlich von Struth, wo dieser Porphyr in der charakteristischen Dörnberg-Varietät sich im Hangenden des Kombergporphyrs einstellt.

Der jüngere, mächtigere Erguß zeigt in seinen stets kleinen Einsprenglingen, der in der Regel strukturlosen, gebleichten und kaolinisch zersetzten Grundmasse und den zahlreichen kleinen Blasenräumen die normale Ausbildung der Jüngeren Oberhöfer Porphyre, wie sie für den Rumpelsbergporphyr auf Blatt Ilmenau beschrieben ist. Gelegentlich findet sich die Andeutung einer feinen Flußstruktur, selten auch, im Liegenden des Ergusses, Sphärolithbildungen, die dann denen des älteren Ergusses gleichen und auf die Zusammengehörigkeit beider hinweisen. Der jüngere Erguß bildet die Kuppen des Stillersteins und des Heftebergs und taucht mit flachem Einfallen unter das Hirzbergkonglomerat. Im Käbach ist die Lagerung beider Ergüsse zu einander äußerst unklar; ob hier ein Übergang beider ineinander oder eine nordwestlich gerichtete Verwerfung vorliegt, die den Porphyr des Heftebergs neben den älteren Erguß gelegt hat, ist nicht festzustellen. Die Eintragung auf der Karte läßt die Frage deshalb unentschieden.

Die Unterschiede in der Ausbildung nicht nur beider Ergüsse, sondern selbst innerhalb ein und desselben Ergusses sind so groß, daß auf den ersten Blick eine Zusammenfassung dieser extremen Varietäten unmöglich erscheint. So würde man bei oberflächlicher Betrachtung die Dörnberg-Varietät weit eher mit dem Kombergporphyr vereinigen als mit einem so feldspat- und quarzarmen, glimmer- und blasenreichen Mühlsteinporphyr, wie er an der Birkliete ansteht und sicher zu demselben Gesteins-

typus, wenn nicht sogar zu demselben Erguß gehört. Trotz dieser augenfälligen Unterschiede, die ja in ähnlicher Weise auch bei den älteren Porphyren auftreten, sind die Übergänge beider Ausbildungsarten so fließend, haben beide Ergüsse so viel gemeinsam, daß wir sie ohne Frage zu einer Porphyrart zusammenfassen dürfen.

C. Mesodiabas.

Neben den beschriebenen Ergußgesteinen, den Melaphyr- und Porphyrdecken, muß hier noch der intrusive Mesodiabas der Höhenberge (Hühnberge) erwähnt werden, der ja auch in das behandelte Gebiet mit einem kleinen Intrusivstock und zahlreichen Apophysen übergreift. Da von anderer Seite eine genaue petrographische Beschreibung dieses Gesteins in Bearbeitung genommen ist, soll hier nur, soweit es die Kartenerläuterung erfordert, darauf eingegangen werden.

Der Mesodiabas der Höhenberge ist entschieden eines der interessantesten Gesteine des Thüringer Waldes. Er bildet einen lagerartigen Intrusivkörper in den Oberhöfer Schichten, die er von den Goldlauterer Schichten bei Floh bis zu den Tambacher Schichten bei Finsterbergen in nordöstlicher Richtung schräg durchsetzt. Während die Ergußgesteine vorzugsweise auf nordwestlich gerichteten Spalten — soweit die Erosion sie freigelegt hat — emporgedrungen sind, scheint er also die alte varistische Streichrichtung wieder aufleben zu lassen. Als die Zeit seines Empordringens wird das Oberrotliegende angenommen.

In unserem Gebiet bildet er südlich des Schnellbacher Tales einen langgestreckten schmalen Eruptivzug, der, stellenweise noch von den durchbrochenen und emporgehobenen Sedimenten verhüllt, sich über den Steinberg und Hainberg bis zur Randverwerfung fortsetzt. Hier wird er von Zechstein und Buntsandstein abgeschnitten, scheint aber sein Ende noch nicht erreicht zu haben. Von diesem Hauptzuge zweigen sich zahlreiche Apophysen ab, die, in kleinen Kuppen die Umgebung überragend, die wechselreiche Oberfläche der Landschaft südlich von Floh bedingen. Sie werden noch in den Erläuterungen zu Blatt Schmalkalden, soweit

sie überhaupt auf der Karte dargestellt sind, von Bücking als Melaphyrlager aufgefaßt, wenn auch die Möglichkeit von Apophysen schon an dieser Stelle eingeräumt wird. (Erläuterungen zu Blatt Schmalkalden S. 52 und 54). Bei der neuen Kartierung konnte ich feststellen, daß sie zweifellos zu dem Mesodiabas gehören, teils wegen ihrer petrographischen Beschaffenheit, teils wegen ihrer Kontaktwirkung auf das Nebengestein.

Petrographische Beschaffenheit.

Was die petrographische Beschaffenheit des Gesteins anbetrifft, so ist dieses hier infolge seiner geringen Mächtigkeit bei weitem nicht so grobkörnig wie auf den Höhenbergen selbst. Besonders in den Randzonen des Hauptzuges und in den kleinen Vorkommen stellt es petrographisch einen feinkrystallinen rotgrauen Melaphyr dar. Doch läßt sich selbst an diesen kleinen Apophysen beobachten, wie das Gestein nach der Mitte zu grobkörniger wird und mehr und mehr dem Höhenberggestein ähnelt. Es macht sich dann ein eigentümlich gesprenkeltes Aussehen bemerkbar, das auf der ophitischen Struktur der kleinen hellen Plagioklasleistchen und der schwarzbraunen Augite bezw. Eisenerze beruht und für das Höhenberggestein charakteristisch ist. Der Mesodiabas erhält dabei ein graugrünes bis schwarzgrünes Aussehen und läßt sich leicht von jedem Melaphyr unterscheiden.

Auf die weitere petrographische Zusammensetzung dieses mannigfach ausgebildeten, interessanten Gesteins näher einzugehen, entspricht nicht dem Rahmen dieser Arbeit.

Bei der Verwitterung erhält das Gestein infolge Oxydation der eisenreichen Bestandteile häufig eine dunkelbraune bis dunkelkirschrote Tönung, die es auch stellenweise dem Boden mitteilt. Diese an Roteisenerz erinnernde Farbe hat wahrscheinlich auch den vergeblichen Eisenerzbergbau im Kleinen Steinbach hervorgerufen, der durch eine Anzahl Pingen dort angedeutet wird. Dabei mögen die weißen Kalkspattrümer, die das Gestein häufig, besonders in der Nähe der Randverwerfung, durchsetzen, zur Täuschung beigetragen haben.

Felsbildungen finden sich nur am Nordabhange des Steinbergs oberhalb Struth, wenn auch das anstehende Gestein häufig an Rainen oder auf den Feldern die Ackerkrume durchbricht, und steile, steinige Hänge, besonders am »Steinberg«, die Regel sind.

Kontaktwirkung.

Die Kontaktwirkung auf das Nebengestein, die im Nesselgrund und auf den Höhenbergen jene breite Zone kieselschieferähnlichen Kontaktgesteins geschaffen hat, ist hier naturgemäß weit schwächer und nur auf den innersten Sedimentmantel beschränkt. Nur am Steinberg, wo das Gestein mehrere Sedimentinseln — anscheinend in Gangform — durchtrümert, ist aus den Schiefertonen der Oberhöfer Schichten stellenweise ein harter, splitteriger »Kieselschiefer« von schwarzer Farbe entstanden. Meist jedoch macht sich der Kontakt mit dem Diabas an den Sedimenten nur insofern bemerkbar, als an Stelle der ursprünglich wohlgeschichteten, mürben Sandsteine und Arkosen feste, fast splittrige, klüftige Gesteine von grauer oder dunkler Farbe getreten sind, die keine Spur von Schichtung mehr aufweisen und denen man die Kontaktwirkung deutlich ansieht. Diese Art der Kontaktwirkung, die mit der Annäherung an das Eruptivgestein an Intensität zunimmt, kann man an dem Hauptzug stellenweise schon in einer Entfernung von 50 m von dem Diabas wahrnehmen. Auch an den kleinen apophysenartigen Vorkommen, besonders in dem über den Hainberg nach Schnellbach führenden Wege, läßt sie sich, wenn auch in viel schwächerer Abstufung, wahrnehmen. Ebenso kann man die Zerspaltung des Intrusivstockes und die geschilderte Einwirkung auf das Nebengestein im Kleinen Steinbach beobachten, wo zahlreiche Apophysen die rotliegenden Sedimente durchsetzen.

Eine solche Apophyse ist an der Böschung des um den Hainberg führenden Weges aufgeschlossen. Sie besteht aus einem ca. 3 m breiten Hauptgang, von dem sich mehrere Seitentrümer abzweigen. Das Gestein stellt hier einen feinstkrystallinen rotgrauen Melaphyr dar, der ver-

einzelt größere Krystalle führt (wahrscheinlich Plagioklase, jedoch ohne makroskopisch erkennbare Zwillingsstreifung). Es sondert sich klüftig ab und zeigt auf den Absonderungsklüften häufig chloritische Zersetzungsprodukte. Der durchbrochene rote Sandstein ist etwa 6 m weit eigenartig klüftig, z. T. sogar breccienhaft, dem Hachelsteinporphyr ähnlich, geworden, hat seine ursprüngliche dünnplattige Absonderung völlig verloren und gleicht von fern einem Massengestein, wenn auch bei genauer Betrachtung die kleinen Quarzkörnchen noch deutlich erkannt werden können. Der eingelagerte rote Schieferton ist scherbig-splittrig geworden und hat eine blaugraue Farbe angenommen, ja ist z. T. fast weiß gebrannt.

Wie schon aus dieser Beschreibung hervorgeht, hat der emporddringende Mesodiabas auch die Lagerung der Schichten beeinflußt. Abgesehen von der Zertrümmerung der durchbrochenen Sedimente in allernächster Nähe des Eruptivgesteins muß auch das steile Einfallen der Schichten, das besonders deutlich wird in der Nähe der kleinen Vorkommen, auf dessen Rechnung gesetzt werden.

Die Zechsteinformation.

Die verschiedenen Eruptivgesteine und Sedimente des mittleren Rotliegenden werden diskordant von der Zechsteinformation überlagert, die nicht nur an der Randflexur zwischen Asbach und Näherstille sowie an der sich daran anschließenden Floher Verwerfung unter dem Buntsandstein zutage tritt, sondern sich auch, teilweise an Verwerfungen eingesunken, als letzter Rest einer durch weitgehende Abtragung entfernten Zechsteindecke inselartig auf dem rotliegenden Gebirge erhalten hat. Das Auftreten des Zechsteins hier, über 2 km vom Rande des Gebirges entfernt, in Höhen bis zu 580 m, ist ähnlich den an anderen Stellen des Waldgebirges erhaltenen Zechsteinpartien ein Beweis dafür, daß sich das Zechsteinmeer über große Gebiete des heutigen Thüringer Waldes erstreckte.

Faciesunterschiede und Oberflächenverhältnisse zu Beginn der Zechsteinzeit.

Eigenartig und für die Beurteilung der damaligen Landoberfläche interessant ist die Verschiedenheit in der Ausbildung der Formation. Während in den Tälern bezw. an den Talhängen der Untere Zechstein in seiner regelmäßigen Ausbildung ansteht, so an der Wasch zu beiden Seiten des Tales, im Ebertsgrund, am Heiligkreuz bei Struth, ferner bei Floh, im Berntal (am Fuße des Heftebergs), und im Rechtal, fehlt er in nächster Nähe auf den Höhen und wird hier durch die Riff-Facies ersetzt, die auf dem Komberg, dem Hirschberg, dem Hefteberg und dem Hoherod noch erhalten ist, auch auf den Kohlberg hinübergreift und sich bis in die Gegend von Seligental hinzieht. Diese Faciesunterschiede und ihre nicht unbeträchtlichen Niveaudifferenzen, die durch die späteren tektonischen Störungen in nordwestlicher Richtung keine nennenswerten Änderungen erfahren haben, ermöglichen eine annähernde Rekonstruktion der Oberflächenverhältnisse in dem behandelten Gebiet zu Beginn der Zechsteinzeit. Die damalige Oberfläche der Asbacher Gegend muß danach eine vegetationsarme Hügellandschaft dargestellt haben, in der ein Teil der heutigen Täler und Berge, z. B. das obere Asbacher Tal, das Talbecken westlich von Struth und das Berntal, als Depressionsbecken und Anhöhen schon vorgezeichnet waren. Diese Hügellandschaft sank nach und nach unter das hereindringende Zechsteinmeer, das den vorhandenen Gehängeschutt zu dem meist geringmächtigen Zechsteinkonglomerat zusammenschwemmte und darüber in den Depressionsgebieten die Ablagerungen des Unteren Zechsteins ausschied. Auf den Anhöhen, die, soweit sie nicht noch als Inseln aus dem Meere ragten, nur von verhältnismäßig flachem Wasser bedeckt waren, siedelten sich bald zahlreiche Kolonien riffbauender Bryozoen an. Besonders der klippenreiche Boden der Porphyrkuppen wurde häufig die Grundlage dieser Riffbauten, während die rotliegenden Sedimente, meist schon damals durch Abtragung von den Höhen entfernt und nur in den Depressionsgebieten noch erhalten, vor-

wiegend das Liegende der Unteren Zechsteinformation bildeten und durch deren Einwirkung teilweise zu »Grauliegendem« umgewandelt wurden. Mit dem weiteren Absinken des Meeresbodens wuchsen die Riffe und griffen auch auf die Ablagerungen des Unteren Zechsteins über, die sonst in der Regel von dem wenig mächtigen Hauptdolomit bezw. der Rauhwacke, der Meeresbildung der Mittleren Zechsteinzeit, überlagert wurden. Daß auch zu jener Zeit noch in der Nachbarschaft Inselgruppen aus dem Zechsteinmeer emporragten, beweisen nicht nur die zahlreichen, bis Seligental sich hinziehenden Riffbildungen — die Kennzeichen seichten Wassers, — sondern noch deutlicher die unmittelbare Auflagerung der Oberen Zechsteinformation, ja selbst das Buntsandsteines auf dem aus Granit und Glimmerschiefer bestehenden Grundgebirge bei Reichenbach, am Waldhaus und Nüßleshof, bei Hohleborn, am Weinberg bei Auwallenburg, bei Elmental und Beirode (Bl. Schmalkalden).

Erneute Freilegung der alten Landoberfläche.

Erst in geologisch junger Zeit, als nach mannigfachen Gebirgsstörungen die schützende Decke der postpermischen Sedimente durch Abtragung entfernt worden war, kam der Zechstein in seiner verschiedenen Ausbildung wieder zutage und wurde nun selbst Gegenstand einer bis in unsere Tage reichenden Auslaugung — soweit er Salze führt — und Erosion, während die Flüsse durch die Zechsteindecke hindurch ihre tiefen Felstäler in das rotliegende Gebirge einsägten. Dabei wurde die alte unebene Oberflächengestalt zu Beginn der Zechsteinzeit vielfach wieder herausgeschält, besonders schön auf dem Hoherod, wo der Porphyr in zahlreichen, flach gerundeten inselförmigen Kuppen, aber auch in Gestalt steiler Rücken und Klippen aus dem Riffdolomit hervorragt, ähnlich wie Bücking es in den Erläuterungen zu Blatt Schmalkalden von den Porphyrgängen bei Hohleborn beschreibt. Die Erosion hat auch die diskordante Einlagerung des Zechsteins in Rinnen und Wannen des Rotliegenden wieder freigelegt, so z. B. an dem Wege von Asbach zur Bommenden Eller am nördlichen Komberg.

Das Liegende der Zechsteinformation.

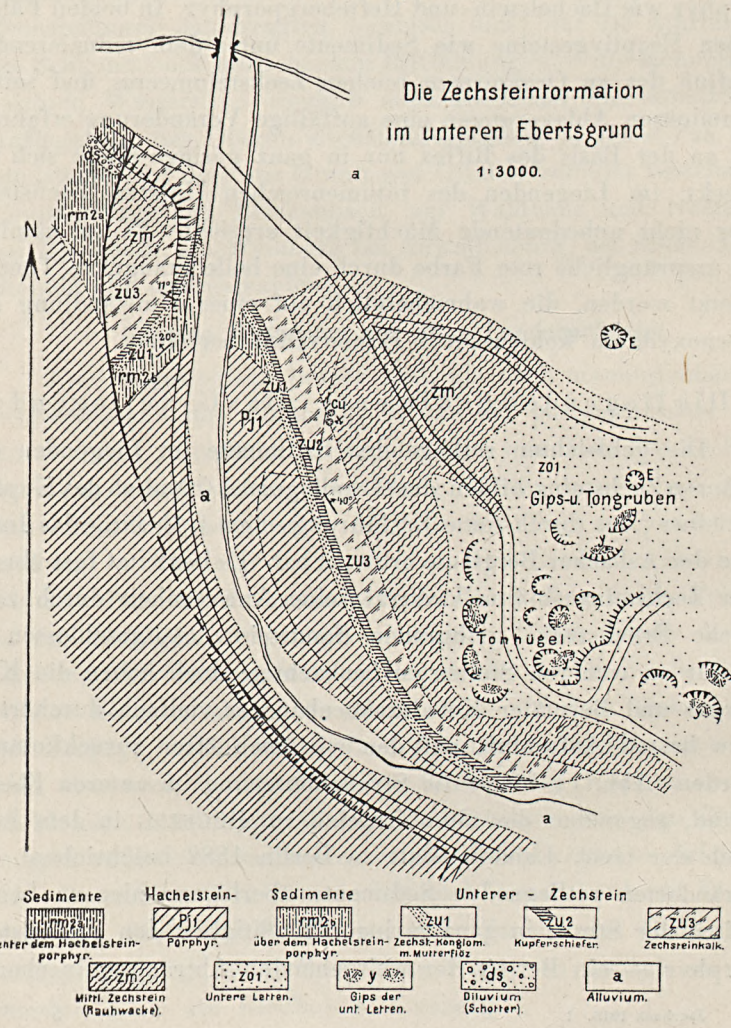
Von den Gesteinen des Rotliegenden kommen, wie oben erwähnt, als Liegendes der Unteren Zechsteinformation vorwiegend Sandsteine und Schiefertone der Oberhöfer Schichten, nur zum geringen Teile Hachelstein- und Kombergporphyr in Betracht, den Untergrund des Riffes bilden dagegen weniger rotliegende Sedimente als Porphyre, und zwar sowohl Kombergporphyr wie Hachelstein- und Heftebergporphyr. In beiden Fällen haben Eruptivgesteine wie Sedimente unter dem reduzierenden Einfluß des an Organismen reichen Zechsteinmeeres und seiner bituminösen Ablagerungen eine auffällige Veränderung erfahren, die an der Basis des Riffes nur in ganz geringe Tiefe sich erstreckt, im Liegenden des bitumenreichen Unteren Zechsteins aber nicht unbedeutende Mächtigkeit erreicht. Es ist nämlich die ursprüngliche rote Farbe durch eine helle graugrüne Tönung ersetzt worden, die wahrscheinlich auf einer Umwandlung des Eisenoxyds in kohlensaures Eisenoxydul beruht.

a) Die liegenden Sedimente (»Das Grauliegende«).

Die gebleichten rotliegenden Sedimente im Liegenden des Unteren Zechsteins bilden das Grauliegende (nämlich des Kupferschiefers), das durch seine Erzführung schon frühzeitig das Interesse der Asbacher Bergleute erweckt hat. Es begleitet fast überall den Zechsteinausbiß und verrät seine Anwesenheit durch zahlreiche Bruchstücke gelbgrauen Sandsteins. Aufgeschlossen ist es nur an wenigen Stellen zu beobachten, doch haben die Kühberger und Berntäler Kobaltgrubenbaue es vielfach durchörtert. Den besten Aufschluß, auf den wir noch öfter zurückkommen werden (Abb. 1), bietet die Straßenböschung im unteren Ebertsgrund, gegenüber der alten Ziegelei, von BÜCKING in dem Jahrbuch der Geol. Landesanstalt zu Berlin 1882 beschrieben. Die veränderten rotliegenden Sedimente überlagern hier zu beiden Seiten der Straße in ganz geringer Mächtigkeit den Hachelsteinporphyr — ein Beweis der weitgehenden Abtragung in oberrot-

liegender Zeit — und werden von einem festen, dünnplattigen, feinkörnigen Sandstein mit zahlreichen Glimmerblättchen auf den Schichtflächen gebildet, dem nach unten zu Schiefertone eingelagert sind. Soweit er an der Straße aufgeschlossen ist, — auf ca. 3 m Mächtigkeit — hat er eine graublaue oder grünlichgraue bis gelbbraune Farbe und einen gewissen Kalkgehalt angenom-

Abbildung 1.



men. Kleine Trümer von rotem Kalkspat mit Kupferkies und Fahlerz durchsetzen ihn und geben hier am Ausgehenden eine Andeutung des Erzgehaltes, der diesem Grauliegenden an den Verwerfungen, besonders am Kühberg und im Berntal, eigen ist und den alten Kobaltbergbau hervorgerufen hat. Seine Zugehörigkeit zum Rotliegenden wird weniger durch die Lagerungsverhältnisse (— die Diskordanz zu dem auflagernden Zechstein ist hier nur ganz gering —) als durch einen allmählichen Übergang bewiesen. Ungefähr $2^1/_2$ m unter dem Zechsteinkonglomerat zeigen die Sandsteinplatten, außen schon völlig umgefärbt, im Innern noch die ursprüngliche rotbraune Farbe, die dann allmählich — die tieferen Schichten sind nicht mehr aufgeschlossen — vorherrschend wird. Ähnliche Stücke finden sich zahlreich auf den alten Stollenhalden am Kühberg und im Berntal. Auch an dem steilen Wiesenhange im mittleren Ebertsgrund, unterhalb der östlichsten eingezäunten Tongrube, wie in dem dahinführenden Wege ist das Grauliegende anstehend zu beobachten als ein plattiger, quarzitischer, grünlichgrauer Sandstein, dessen Glimmerreichtum besonders auffällt und der Spuren von Malachit führt. An der letztgenannten Stelle läßt er deutlich die Diskordanz zu dem auflagernden Zechstein erkennen. Am Ausgehenden des Unteren Zechsteins im östlichen Ebertsgrund, im Berntal und stellenweise am Kühberg wird das Grauliegende durch zahlreiche Stücke gelbgrauen oder grüngrauen Sandsteins angedeutet, ist auch auf den Bergehalden der alten Kobaltgruben daselbst sehr verbreitet. Infolge der Gleichförmigkeit der umgewandelten rotliegenden Sedimente (— es sind in der Regel die Sandsteine und Schiefertone im Hangenden des Hachelstein- und Kombergporphyrs —) wird es hier fast überall durch einen kalkhaltigen, gelbgrauen, zumeist feinkörnigen, glimmerreichen Sandstein, mitunter durch blaugrauen Schieferton gebildet. Wie wechselnd die Mächtigkeit des Grauliegenden, also die Tiefe der Umwandlung ist, zeigt sich am Nordhange des Ebertsgrundes, am Tal der Dürren Stille, ferner im Berntal am Wege unterhalb der Pingen und am Kohlberg, gegenüber dem

Kühberg, wo das Rotliegende nur einen Meter tief oder Bruchteile davon entfärbt ist. Am Heiligkreuz, westlich von Struth, konnte eine Veränderung der rotliegenden Sedimente an der Basis des Zechsteins überhaupt nicht beobachtet werden, wobei zu bemerken ist, daß das Zechsteinkonglomerat hier 2 m Mächtigkeit erreicht. Ob diese Unterschiede in der Tiefe der Umwandlung primär sind, oder ob sekundäre Vorgänge längs der zahlreichen meist nicht erkennbaren kleinen und größeren Verwerfungen und Kobaltrücken mitgewirkt haben, ist nicht mehr festzustellen. Jedoch ist letzteres bei der z. T. bedeutenden Mächtigkeit des Grauliegenden, die in den alten Kühberger Grubenberichten 4 Lachter, ja sogar 7 Lachter, bei Danz und Fuchs »selten 50 Fuß stark« angegeben wird[1]), sehr wahrscheinlich.

Gleichfalls als Grauliegendes und nicht als Vertreter des Zechsteinkonglomerates, wie von Bücking in den Erläuterungen zu Blatt Schmalkalden angenommen wird, muß auch der allmählich in das Rotliegende übergehende, ca. $2^1/_2$ m mächtige, gelbbraune, kalkhaltige Sandstein aufgefaßt werden, der am Ringberge, südlich von Asbach, die Basis der Zechsteinformation bildet. Er wird von dem Kalk des Unteren Zechsteins — der Kupferschiefer fehlt hier lokal — durch eine ca. 30 cm mächtige, aus Bruchstücken fluidalen Porphyrs bestehende Gerölllage getrennt, die das Zechsteinkonglomerat darstellt.

b) Die Porphyre als Liegendes des Unteren Zechsteins.

Wie die Sedimente haben auch die Porphyre an den verhältnismäßig wenigen Stellen, wo sie den Unteren Zechstein unmittelbar unterlagern, eine Veränderung erfahren, die in der Reduktion des ferritischen Pigments besteht. So ist der Kombergporphyr nördlich des Ebertsgrundes am Tal der Dürren Stille dicht unter dem Zechsteinkonglomerat eigentümlich schmutzig strohgelb, weiterhin grün gefärbt. Der Hachelsteinporphyr ist am Kühberg, wo er am Ausgehenden des Zechsteins mehrfach dessen

[1]) Danz und Fuchs, Physisch-medizinische Topographie der Herrschaft Schmalkalden, Marburg 1848.

Basis bildet, und auf dem kleinen Höhenrücken südlich der alten Ziegelei im unteren Ebertsgrund, wo er gleichfalls unter dem geringmächtigen Grauliegenden hervortaucht, weitgehend umgewandelt und hat z. T. eine schöne dunkelgrüne Farbe angenommen. Noch deutlicher wird diese Umwandlung oberhalb Schöntal am Kohlberg, wo die Zone entfärbten Porphyrs deutlich die Grenzen der Zechsteinformation erkennen läßt. Dieser Wechsel in der Färbung des Porphyrs ist auch den alten Kühberger Bergleuten aufgefallen. So heißt es in einem alten Grubenbericht, daß »der Kothegrabener Stollen auf 92 m Länge in schiefrigem braunrotem Porphyr, auf weitere 100 m in grünem Porphyr stehe« (bevor er den Zechstein anfährt). In der Regel ist diese Entfärbung nur auf die obersten Partien beschränkt und reicht selten mehr als 2 m in die Tiefe.

c) Die Unterlage der Riffbauten.

An den Stellen, wo die Riff-Facies des Zechsteins die rotliegenden Sedimente überlagert, so an der Bommenden Eller und am Komberg, ist das Grauliegende, wenn man hier die Bezeichnung anwenden will, höchstens 1 m mächtig und charakterisiert sich durch die Lagerung deutlich als entfärbtes, kalkhaltig gewordenes Rotliegendes. Inwieweit die Porphyre an der Basis des Riffs beeinflußt worden sind, ist der mangelnden Aufschlüsse wegen nicht festzustellen; doch ist es wahrscheinlich, daß die helle Farbe und starke Zersetzung des Hefteberg porphyrs auf dem Hoherod und dem Hefteberg, die ihn von dem Dörnbergporphyr so stark unterscheidet, mit der Zechsteindecke im Zusammenhang steht.

A. Der Untere Zechstein.

I. Das Zechsteinkonglomerat.

Das eigentliche Zechsteinkonglomerat an der Basis des Unteren Zechsteins.

Über dem Grauliegenden beginnt die Schichtenfolge des Unteren Zechsteins mit dem »Zechsteinkonglomerat«, das in den meisten Aufschlüssen nur eine geringe gleichbleibende Mächtigkeit von 20—30 cm hat. Als lokale, in ihrer Mächtigkeit und

petrographischen Zusammensetzung von den Oberflächen- und Gesteinsverhältnissen der nächsten Umgebung abhängige Bildung führt es auch hier wie in allen Gegenden, wo es bekannt geworden ist, nur Trümmer der in der Nähe anstehenden Gesteine.

Mit dem gesamten Unteren Zechstein ist es in dem behandelten Gebiete am besten aufgeschlossen an der schon erwähnten Straßenböschung im unteren Ebertsgrund (s. Abb. 1). Es beginnt hier mit einer, dem entfärbten Rotliegenden schwach diskordant aufgelagerten, am Ausgehenden meist lockeren Lage von schwach kantengerundeten bis abgerollten, höchstens 6 cm großen Bruchstücken eines dunkelgrauen, fluidalstruierten Porphyrs vom Hachelsteintypus. Diesen weitgehend umgewandelten und deshalb fettglänzenden, quarzitähnlichen Geröllen sind nicht selten Bruchstücke einsprenglingsreichen, gelbgrau oder grün entfärbten Porphyrs mit gut erkennbaren Quarzen und oft noch sanidinartig frischen Feldspäten beigemengt. Letztere Gerölle scheinen nach der geringen Größe der Einsprenglinge dem Heftebergporphyr zu entstammen. Neben dem Porphyrmaterial finden sich ab und zu kleine Milchquarzgerölle. Das aus feineren Trümmern desselben Materials und Quarzkörnern bestehende sandig-kalkige bezw. -dolomitische Bindemittel, in dem diese Gerölle eingelagert sind, nimmt nach oben hin zu, so daß sich stellenweise eine geröllarme, ca. 10 cm mächtige Lage eines mürben, gelbgrauen, gelegentlich durch Bitumenführung dunkelgrauen, feinkörnigen Sandsteines mit deutlicher Schichtung herausbildet. Sie schließt das im ganzen 24 cm mächtige Konglomerat scharf gegen das auflagernde dunkelfarbige Mutterflöz ab[1]). Die in der Beschreibung dieses Profils von Bücking (Jahrbuch der Geol. Landesanstalt zu Berlin)[2]) angegebene Mächtigkeit von 1 m

[1]) Auch in anderen Gegenden, so bei Ilmenau, wird das Zechsteinkonglomerat nach oben feinkörniger und sandig (siehe Erläuterungen zu Blatt Ilmenau).

[2]) Es heißt da: »Über dem Rotliegenden lagert, anscheinend konkordant, das Zechsteinkonglomerat, nicht viel mächtiger als 1 m; darüber folgt der Kupferschiefer, nur ganz schwach entwickelt, und als Vertreter des Zechsteins wenig mächtige dünnplattige, graue und gelbe Dolomite, auf welche sich — die Grenze selbst ist nicht gerade deutlich aufgeschlossen — ein ziemlich mächtiges Schichtensystem großzelliger Rauhwacke legt.«

konnte nirgends gefunden werden, vielleicht ist diese Angabe dadurch zu erklären, daß der Verfasser das eigentliche Zechsteinkonglomerat mit dem gleichfalls in den unteren Bänken gerölleführenden Mutterflöz unter dem Sammelnamen »Zechsteinkonglomerat« zusammengefaßt hat.

Auf der anderen Seite der Straße längs des bewaldeten Höhenrückens (auch Tonhügel genannt) wird das Zechsteinkonglomerat von einem gleichfalls sehr geringmächtigen, festen, breccienartigen Konglomerat gebildet, das die oben erwähnte Zusammensetzung aus vorzugsweise fluidalem und gelegentlich einsprenglingsreichem Porphyr hat und auch eine Abwechslung gröberer und feinerer Lagen zeigt. Gelegentliche Malachitimprägnation deutet hier auf die Identität mit den an anderen Orten bekannten Sanderzen, die sich nach der Mitteilung des Herrn Hüttenbesitzers Rudolph Fulda in den Kühberger Bauen gefunden haben sollen. Von gleicher Zusammensetzung ist das Zechsteinkonglomerat am Kühberg, am Kohlberg und an dem Wiesenhang im mittleren Ebertsgrund, während es einige Schritte oberhalb desselben an dem durch die Wiesen führenden Wege zugleich mit dem Kupferschiefer fehlt. Hier lagert demnach das Mutterflöz unmittelbar dem Grauliegenden auf.

Am Tal der Dürren Stille stellen sich in dem festen Konglomerat neben Porphyrbruchstücken und kleinen rauchgrauen Quarzkörnern zahlreiche weiße und gelbliche Quarzgerölle ein und weisen auf die Nähe der mittelrotliegenden Kernbergkonglomerate hin. Ob auch an den eben genannten Punkten ein Wechsel gröberer und feinerer Lagen wie in dem anfangs beschriebenen Profil stattfindet, läßt sich der äußerst mangelhaften, undeutlichen Aufschlüsse wegen nicht feststellen, ist aber wohl anzunehmen.

Im Berntal deuten am Ausgehenden des Unteren Zechsteins sowohl an der Berg- wie an der Talseite zahlreiche kleinere und größere, meist kantige Bruchstücke fluidalstruierten Porphyrs das Zechsteinkonglomerat an. In dem Wege unterhalb der Pingen überlagert es, durch Schürfe aufgeschlossen, das dunkelgrüngrau

entfärbte Rotliegende als ein ca. 25 cm mächtiger, geröllführender, feinschichtiger, mergeliger und ungleichkörniger Sandstein von gelbbrauner bis dunkelgrauer Farbe. Dieser enthält ab und zu durch die Verwitterung braun und mulmig gewordene Dolomiteinlagen, mitunter auch ockergelbe oder schwarze Eisen- und Manganerz-Ausscheidungen. Die fast durchweg kantigen oder schwach kantengerundeten Porphyrbruchstücke sind meist nur wenige Zentimeter groß, nur in den unteren Lagen fanden sich solche bis zu 10 cm Größe. Sie bestehen zum weitaus überwiegenden Teile aus fluidalstruiertem Porphyr, der indes nicht so dunkel erscheint, wie im Ebertsgrund, sondern, meist nur wenig entfärbt, sich leicht als Hachelsteinporphyr erkennen läßt. Es ist recht auffällig, daß demgegenüber der Heftebergporphyr, der den Berghang hier zusammensetzt, unter den Geröllen fast fehlt. Die Mangan- und Eisenerz führenden Kalklösungen sind auch in die Porphyrstücke auf feinen Haarspalten eingedrungen, so daß man stets gelbbraun bis rotbraun gefärbte oder mit Manganerzdendriten überzogene Spaltflächen erhält, die ein Bestimmen der Gerölle erschweren. Auf den Halden findet sich das Zechsteinkonglomerat als eine feste Breccie, in der teils die kleinen Bruchstücke, teils sandige Lagen vorherrschen, und in der Manganerzeinsprengungen und Braunspattrümer zahlreich erhalten sind.

Dasselbe brecciöse Konglomerat ist am Ringberge in dem nach dem Käbach hinabführenden Wege unter dem Unteren Zechsteinkalk aufgeschlossen — der Kupferschiefer fehlt hier lokal, — und überlagert anscheinend konkordant mit geringer Mächtigkeit den entfärbten rotliegenden Sandstein (siehe Seite 68 Grauliegendes). Auch hier sind die durch Kalk verkitteten Gerölle meist wenige Zentimeter groß, teils kantig, teils kantengerundet oder abgerollt. Sie bestehen aus einem deutlich fluidalstruierten, stark umgewandelten (entglasten), auf den Bruchflächen glänzenden Porphyr, der im Innern mitunter noch braunrot ist und nach der Farbe, der Struktur und gelegentlich erhaltenen kleinen Feldspateinsprenglingen eher als fluidaler Kom-

bergporphyr, der hier in der Nähe ansteht, denn als Hachelsteinporphyr zu betrachten ist. Auch hier finden sich ab und zu Milchquarzgerölle in dem Konglomerat. Kleine Hohlräume sind mit Kalkspat ausgefüllt.

Eine von der eben beschriebenen abweichende Ausbildung besitzt das Zechsteinkonglomerat am Heiligkreuz, westlich von Struth, ein Vorkommen, das von BÜCKING in den Erläuterungen zu Blatt Schmalkalden kurz beschrieben ist. Es überlagert hier mit deutlicher Diskordanz die unveränderten Sandsteine und Schiefertone der Oberhöfer Schichten als ein schwach kalkhaltiges, glimmerreiches, in frischem Zustande festes, dunkelgraues Konglomerat, das bei der Verwitterung gelbbraun wird und leicht zerfällt. An seiner Zusammensetzung nehmen besonders Gerölle und Grus von Gneis und Glimmerschiefer teil, gegenüber denen der fluidale Porphyr vom Hachelsteintypus, der in den bisher beschriebenen Aufschlüssen vorherrschte, etwas zurücktritt. Häufig kommen auch Gerölle von Milchquarz und etwas seltener solche von Granit darin vor. Selbst ein Stück der in allernächster Nähe anstehenden blauen Kalkschicht des Mittelrotliegenden fand sich darunter, ein Beweis für die Bodenständigkeit des Materials. Die Größe der Gerölle liegt hauptsächlich zwischen 2 und 6 cm; doch sind auch solche bis zu 10 cm keine Seltenheit. Während die Glimmerschiefer- und Quarzbrocken zum mindesten an einer Seite gerundet sind, zeigen die Porphyrstücke häufig noch scharfe Kanten, ein Umstand, der für die Herkunft der Gerölle von Interesse ist. Auch hier läßt sich wie im Ebertsgrund eine Abnahme in der Größe des Materials von unten nach oben beobachten. An der Basis finden sich die gröbsten Gerölle bis zu 10 cm, es folgen kleine Brocken und Bröckchen, die sich mit undeutlicher Schichtung in den feineren glimmerreichen Grus einlagern; nach oben zu machen sie einem lockeren, hellgelben Sandstein Platz, der sich scharf von dem auflagernden dunklen Kupferschiefer abhebt. Was die Herkunft der Gerölle anbelangt, so stammen die einen unzweifelhaft aus der nächsten Umgebung, so der blaue Kalk und der Hachelsteinporphyr, der damals wie

heute an der Basis des Riffs die Abhänge des Kohlbergs überschotterte. Bei den übrigen Geröllen ist die Frage nicht so leicht zu entscheiden. Sie werden vielleicht z. T. den rotliegenden Konglomeraten und Arkosen entnommen sein, die ähnliche Gerölle sehr zahlreich führen; doch liegt die Annahme näher, daß besonders die zahlreichen Glimmerschieferstücke nicht erst auf dem Umwege durch die rotliegenden Sedimente in das Zechsteinkonglomerat gelangt, sondern direkt von den bei Seligental und Reichenbach damals zutage tretenden Glimmerschieferinseln hierher verfrachtet worden seien.

Dieselbe Ausbildung wie bei Struth zeigt das Zechsteinkonglomerat südlich von Floh und am Hainberg. Es ist an beiden Stellen auf den Äckern ca. 3 Schritt breit zu verfolgen und besteht aus einem glimmerreichen Grus, dem bis 6 cm große Gerölle von Glimmerschiefer, Quarz und Granit eingelagert sind. Fluidaler Porphyr fehlt bei Floh fast ganz, am Hainberg völlig, ein Beweis für die Abhängigkeit der Zusammensetzung des Konglomerates von den Gesteinen der Umgebung.

Konglomeratische Bildungen an der Basis des Riffs.

Von gleicher Mächtigkeit und ähnlicher Beschaffenheit wie das Zechsteinkonglomerat im Ebertsgrund ist das lockere Konglomerat oder besser gesagt die lockere Breccie, die in einer Reihe von Aufschlüssen an der Basis des Riffs beobachtet wurde, und trotz der scheinbaren stratigraphischen Verschiedenheit mit gewissem Recht neben das Zechsteinkonglomerat gestellt werden kann. Am Nordhange des Komberges in den vom Asbach zum Rechtal führenden Wegen ist sie an mehreren Stellen aufgeschlossen, am deutlichsten in dem Hohlwege, wo sie mit 20 cm Mächtigkeit diskordant den 1 m tief entfärbten rotliegenden Arkosesandstein überlagert. Sie führt in einem groben, gelben, kalkhaltigen Grus bis über 20 cm große Bruchstücke einsprenglingsreichen und einsprenglingsarmen, fluidalstruierten Kombergporphyrs, der in beiden Ausbildungsarten am nahen Hang ansteht.

Am Ausgehenden des Riffs, nach dem Komberg zu, steigt die Mächtigkeit dieser Schotterlage auf 40 cm und mehr. Man kann darin deutlich den Gehängeschutt der damaligen Zeit erkennen. Dort, wo rotliegende Konglomerate an Stelle der Sandsteine das Liegende bilden, mischen sich auch deren Gerölle zwischen die Porphyrbrocken. Durch Zurücktreten des groben Materials entsteht hier stellenweise ein lockerer glimmerreicher Sandstein von gelber bis graugrüner Farbe mit vereinzelten Porphyrgeröllen. Im Rechtal, unterhalb der Eisenkalkgruben der Bommenden Eller, an der Basis des Riffs, besteht diese Trümmerlage, gleichfalls nur geringmächtig, aus kantigen oder schwach kantengerundeten Stücken des Hachelsteinporphyrs, der die nächste Kuppe bildet und überlagert diskordant die rotliegende Arkose. Die gleichen kantigen Porphyrbruchstücke fanden sich am Osthange des Kohlberges und an mehreren Stellen des Hirschbergs am Ausgehenden des Riffs und unterscheiden sich von dem heutigen Gehängeschutt dieses Porphyrs durch eine kalkige Umhüllung und entsprechendes weißgraues Aussehen.

Zusammenfassung.

Der petrographische Unterschied dieser brecciösen Lage von dem eigentlichen Zechsteinkonglomerat an der Basis des Unteren Zechsteins besteht also hauptsächlich in der fehlenden oder schwachen Kantenrundung und der mangelnden Schichtung dieser wirr durcheinander liegenden Porphyrbruchstücke, die mehr dem heutigen Gehängeschutt ähneln, als einer durch die Meeresbrandung bearbeiteten Gerölllage. Es handelt sich also hier um groben Gesteinschutt, der einen sehr geringen oder gar keinen Transport durchgemacht hat, so daß die Form der ursprünglichen Bruchstücke nicht verwischt, sondern höchstens durch Kantenrundung schwach verändert wurde. Das eigentliche Zechsteinkonglomerat dagegen zeigt deutlich eine solche mehr oder minder weitgehende Rundung der zumeist kleinen, ungefähr gleichgroßen Gerölle und damit zugleich eine auffällige, schichtige Anordnung und meist eingetretene Verfestigung des Materials, Merkmale, die

z. T. auf Transport und Aufbereitung durch Wasser hindeuten. Die Übereinstimmung in der Art des Materials — auch die Gerölle fluidalen Porphyrs im Ebertsgrund müssen dem in nächster Nähe anstehenden Hachelsteinporphyr entstammen — und die Lagerung an der Basis der Zechsteinformation bringen indes trotz jener Unterschiede beide Bildungen in genetischen Zusammenhang. Die einfachste Erklärung gibt wohl die Annahme, daß bei der Überflutung der unebenen rotliegenden Landoberfläche durch das vordringende Zechsteinmeer der grobe Gehängeschutt auf den Höhen und an den Abhängen liegen blieb und bald von den Riffbildungen überdeckt wurde, während das feinere Material, von der Brandung ergriffen und in den Depressionen zusammengeschwemmt, in deren tieferem ruhigen Wasser die Basis der ersten dolomitischen Ablagerung, des Mutterflözes, wurde. Daß die Grenzen zwischen dem eigentlichen Zechsteinkonglomerat und jener brecciösen Lage ineinander verfließen, daß an der Basis des Unteren Zechsteins eckige, ja selbst gröbere Bruchstücke auftreten können, oder daß unter dem Riff die Gerölle mitunter eine stärkere Kantenrundung zeigen, ist nur natürlich und läßt sich völlig mit obiger Auffassung in Einklang bringen. Auch kann es kaum verwundern, daß nach den heutigen Aufschlüssen besonders der fluidalstruierte Hachelsteinporphyr das Material zu diesen Bildungen geliefert hat. Die beiliegende Übersichtskarte zeigt, daß er fast überall in nächster Nähe der heute noch vorhandenen Zechsteinablagerungen ansteht. Während die Bruchstücke der weichen rotliegenden Arkosen und Sandsteine bald zu feinem Grus zerrieben wurden, hielt er infolge seiner großen Härte allen äußeren Einflüssen stand. Wir brauchen ja, um sein häufiges Auftreten in den oben beschriebenen Bildungen zu erklären, nur an die Berghänge des Asbacher Tales zu denken, wo besonders dieser Porphyr noch heute gewaltige Geröllhalden bildet. Damals müssen in dieser Beziehung ähnliche Verhältnisse bestanden haben. Im übrigen finden sich ja auch die anderen Porphyre in den eben beschriebenen konglomeratischen Bildungen, wenigstens dort, wo sie in der Nähe anstehen.

II. Das Mutterflöz.

Zwischen das Zechsteinkonglomerat und den Kupferschiefer schiebt sich, von beiden mehr oder weniger scharf getrennt, ein in dem oben erwähnten Aufschluß im unteren Ebertsgrund ca. 30 cm mächtiger mergel- und kalkreicher Dolomit ein, der dem Mutterflöz Ostthüringens gleichgestellt werden muß. In der anfangs angeführten Beschreibung des Profils von BÜCKING wird seiner sonderbarerweise mit keinem Worte Erwähnung getan. — Das Mutterflöz zeigt in unserem Gebiete eine unregelmäßige, dickplattige Absonderung und in frischem Zustande eine dunkelblaugraue bis blauschwarze Farbe neben großer Festigkeit und splittriger Absonderung. Von dem Kupferschiefer, dem es in seinem hohen Bitumengehalt und der blauschwarzen Farbe sehr ähnelt, unterscheidet es sich durch das Fehlen der für diesen in allen Aufschlüssen charakteristischen Dünnplattigkeit und ein nicht zu verkennendes, feinkrystallines Gefüge, endlich durch den hohen Kalk- und Dolomitgehalt und die für solche Gesteine charakteristische sepiabraune bis hellgraue Entfärbung beim Verwittern. Von dem Dach des Kupferschiefers und dem Unteren Zechsteindolomit, mit dem es die meiste Ähnlichkeit hat, ist es bei dem Mangel an Fossilien in den meisten Aufschlüssen nur durch die Lagerung, etwaige Geröllführung, die in frischem Zustand vielfach dunklere Farbe und den meist beträchtlich höheren Mergelgehalt zu unterscheiden.

Auch in unserem Gebiete (wie in Ostthüringen)[1]) läßt sich das Mutterflöz dem Zechsteinkonglomerat in gewissem Sinne angliedern infolge der Geröllführung, die sich allerdings nur auf die unteren Partien beschränkt. In dem oben erwähnten Aufschluß sind dicht über der ziemlich scharf abgesetzten Grenze zu dem gelbgrauen Sandstein bezw. der sandigen Geröllage des Zechsteinkonglomerats dem unebenen schwarzblauen Gestein kantige, meist kleinere Gerölle des fluidalen und des einsprenglingsreichen Porphyrs eingelagert, daneben seltener Gerölle grauen

[1]) BEYSCHLAG, Die Erzlagerstätten von Kamsdorf in Thüringen, Jahrb. d. Geol. Landesanstalt zu Berlin 1888, S. 393.

Sandsteins. Zwischen den Geröllen sind zahlreiche feinere Quarzkörnchen eingebettet, die, auf angewitterten Gesteinsflächen hervortretend, sich auch noch oberhalb der nur wenige Zentimeter mächtigen, Gerölle führenden dunklen Dolomitlage finden. Weiter oben hört jedes Anzeichen klastischer Bestandteile auf, und es finden sich in dem homogenen dichten Dolomit Zweischaler, die als *Gervilleia antiqua* festgestellt werden konnten. Diese obersten, muschelführenden Bänke überlagert mit scharfer Grenze der dünnplattige, auch im Ausgehenden meist dunkelfarbige Kupferschiefer, demgegenüber der Dolomit des Mutterflözes wie der eigentliche Untere Zechstein beim Verwittern seine dunkle Farbe verliert — besonders die oberen Bänke — und eine sepiabraune, matte Färbung, öfter noch ein hellgraues, plattendolomitähnliches Aussehen annimmt. Dabei macht auch die ursprüngliche hohe Festigkeit meist einer mürben, mulmigen Beschaffenheit Platz, die dem hohen Mergelgehalt entspricht. Kleine, mit Kalkspat ausgefüllte Hohlräume sind darin nicht selten, ebenso glänzend schwarze, besonders in dem entfärbten Gestein hervortretende Harnische.

Außer in diesem guten Aufschluß im unteren Ebertsgrund wurde das Mutterflöz im mittleren Ebertsgrund an dem Wege östlich der Gipsgruben unter dem schiefrigen Mergelzechstein als ein ca. 20 cm mächtiger, unregelmäßig plattiger, gelbgrauer bis sepiabrauner Dolomit — der Kupferschiefer und das Zechsteinkonglomerat fehlen hier lokal — aufgefunden. Ferner wurde es nach den genannten Fossilien und der übrigen Beschaffenheit auch im oberen Ebertsgrund, am Ausgehenden des Kupferschiefers, festgestellt. Im Berntal wurde an dem Wege unterhalb der Pingen sein Vorhandensein an mulmigen, sepia- bis kaffeebraunen Stücken erkannt, die zwischen dem Ausgehenden des Kupferschiefers und dem hellen Grus des Zechsteinkonglomerats sich fanden.

Ob das Mutterflöz auch am Kühberg und Kohlberg auftritt, konnte des Mangels an Aufschlüssen und seiner Ähnlichkeit mit dem Unteren Zechsteindolomit wegen nicht festgestellt werden. In den Kühberger Grubenberichten, die in stratigraphischer Be-

ziehung recht unvollkommen sind, wird seiner mit keinem Wort Erwähnung getan. Doch wird durch das Auftreten des Mutterflözes an so entfernten Punkten wie Ebertsgrund und Berntal sein Vorhandensein auch in dem dazwischen liegenden Gebiete wahrscheinlich gemacht.

Ebenso stellt am Ringberg eine geringmächtige Lage eines im Gegensatz zu dem auflagernden dunklen, glimmerreichen Unteren Zechstein graugelben bis grauen krystallinen Kalkes das Mutterflöz dar. Es überlagert in dem zum Käbach hinabführenden Wege das Zechsteinkonglomerat und geht in dasselbe über, indem es an der Basis vereinzelt Gerölle fluidalen Porphyrs aufnimmt. Von Fossilien fand sich darin *Leda speluncaria*, die nach der freundlichen Mitteilung des Herrn Prof. Dr. ZIMMERMANN nur im Mutterflöz vorkommt. Am Heiligkreuz bei Struth dagegen scheint es nach den vorhandenen beiden Aufschlüssen zu fehlen.

Das Vorkommen des Mutterflözes in dieser Gegend, so fern von der gleichartigen Bildung Ost-Thüringens, ist um so mehr von Interesse, als es in den Nachbargebieten, wo Unterer Zechstein zutage tritt, bei Schweina und bei Albrechts, zu fehlen scheint. Hier müssen also für seine Bildung besonders günstige Verhältnisse bestanden haben. Es ist als die erste dolomitisch-kalkige Ablagerung an ruhigen Stellen des Zechsteinmeeres aufzufassen, die dann durch die Ausbreitung des Kupferschiefers unterbrochen wurde.

III. Der Kupferschiefer.

Das zweite bezw. dritte Glied des Unteren Zechsteins, der Kupferschiefer, ist ein bläulich-schwarzer, beim Anschlagen stark bituminös riechender, dünnplattig und ebenflächig sich absondernder Mergelschiefer mit Glimmerblättchen auf den Schichtflächen. Seine Mächtigkeit schwankt zwischen $^1/_2$ m (am Heiligkreuz) und 90 cm (im Ebertsgrund); geringere Mächtigkeit wurde nicht mit Sicherheit festgestellt, ist aber wohl möglich. Bei der Verwitterung zerfällt er meist zu schwarzbraunen feinen Schieferblättchen, die, am Ausgehenden oft von Maulwürfen

herausgeworfen, sein Vorhandensein verraten. Seltener ist er zu einer mulmigen, schwarzen Erde geworden (so am Heiligkreuz), die durch ihre Farbe das Ausgehende anzeigt. In vielen Fällen, besonders bei starker Überrollung, ist weder vom Ausgehenden des Kupferschiefers noch des gesamten Unteren Zechsteins etwas zu sehen; nur die alten Pingenzüge deuten dann auf sein Vorhandensein. Auch ist er nicht im ganzen Gebiet vertreten. So fehlt er stellenweise im mittleren Ebertsgrund, am Meiler bei Helmershof und am Ringberg, in dem Wege nach dem Käbach. Als sein Äquivalent sind an letztgenannter Stelle vielleicht dünnschiefrige, dunkle, besonders auf den Ablösungsflächen schwarze, glimmerreiche Kalkmergel anzusehen, die auf den Feldern zerstreut liegen und wahrscheinlich einen Übergang des Kupferschiefers in den Unteren Zechsteinkalk darstellen. Südlich dieses Weges am Ringberg stellt sich der Kupferschiefer wieder ein, wie mehrere Stücke desselben, am Ausgehenden des Zechsteins auf den Äckern zerstreut, andeuten. Von der Erzführung des Schiefers wird bei der Beschreibung der Erzlagerstätten des Gebietes die Rede sein.

Von Fossilien fanden sich darin im Ebertsgrund und an der Birkleite neben undeutlichen Blätter- und Zweigresten Fischteile, besonders Schwanzstücke, Rücken- und Bauchflossen, die allem Anscheine nach von *Palaeoniscus* herrühren. Ferner wurden an den Pingen von der Wasch zum Meiler langgestreckte, fast orthocerasähnliche Gebilde gefunden, die im Dünnschliff eine konzentrische Struktur erkennen lassen und von Prof. Zimmermann anderorts als *Palaeophycus Hoeianus* bezeichnet wurden. Von Interesse mag es noch sein, daß schon Geisthirt in seiner Schmalkalder Chronik vom Anfang des 18. Jahrhunderts bei der Beschreibung des Kupfererzbergbaues erwähnt: »In eben der Birkleide funde man auch Schiffergesteine, in welchen allerhand Bildnisse von Fischen und anderen Naturspielen nicht ohne Vergnügen zu sehen waren.« Danz und Fuchs[1]) erwähnen

[1]) Danz und Fuchs, Physisch-medizinische Topographie der Herrschaft Schmalkalden, Marburg 1848.

neben *Palaeoniscus Freieslebeni* noch *Cupressites Ullmanni* (wahrscheinlich *Ullmannia Bronni)*.

IV. Der Zechsteinkalk.

Über dem Kupferschiefer folgt der Zechstein im eigentlichen Sinne, der eine Mächtigkeit von 2—10 m und darüber erreicht. So ist er am Kohlberg und im mittleren Ebertsgrund nur ungefähr 2 m, im unteren Ebertsgrund 6—8 m, am Heiligkreuz 10 m und am Ringberg ca. 20 m mächtig, wobei aber diese ungewöhnliche Mächtigkeit entweder auf Kosten von Sprüngen zu setzen ist wie am Heiligkreuz oder die Äquivalente des Mutterflözes und Kupferschiefers zugezählt sind wie am Ringberg.

Petrographische Beschreibung.

Der Zechstein besteht aus dunkelgrauen, schiefrigen Dolomit- bezw. Kalkmergeln und dickbankigen, blauen Kalken, von denen die ersteren hauptsächlich in der unteren Zone vorkommen, aber auch mit den Kalken wechsellagern.

Die schiefrigen Zechsteinmergel sind von dunkler bis schwärzlicher Farbe, feinschichtiger Struktur und reich an Glimmerschüppchen auf den Schichtflächen. Gegenüber anderen Gegenden fällt (besonders am Heiligkreuz) schon makroskopisch der ziemlich hohe Sandgehalt des Gesteins auf. Bei der Analyse eines frischen (!) von dort stammenden Mergelstückes zeigte sich dieser Sandgehalt in einem Unlöslichen von 63,5 %. Magnesia fehlt fast, so daß es sich hier um einen reinen Kalkmergel handelt. Am Ringberg hinwieder ist das Gestein bei einem Gehalt von 47 % Unlöslichem ein echter Dolomitmergel.

Bei der Verwitterung und Auslaugung der kalkigen Bestandteile tritt die feinschichtige Struktur und die mergelsandige Beschaffenheit immer stärker hervor, zugleich geht die Farbe von dunkelgrau über ein mattes graubraun in grünlichgraue, hellgraue und weißliche Töne über. Dabei wird das matt und tonig aussehende Gestein völlig kalkfrei, dünnblättrig, mürbe und feinsandig und ähnelt mit seiner hellen Farbe und dem erdigen Bruch dem Sandstein des Zechsteinkonglomerates oder

einem hellgrauen bezw. grüngrauen Schieferton des Rotliegenden. Eine Verwechselung mit letzterem liegt besonders nahe am Hainberg, wo in nächster Nähe des Unteren Zechsteins- kalk- und glimmerreiche, sandige, graue Schiefertone der Oberhöfer Schichten anstehen, ferner im Rechtal zwischen Hoherod und Hefteberg, wo nur einige bei genauerer Untersuchung erkennbare Fossilien eine Bestimmung des graugrünen Gesteins ermöglichten. Mergelschiefer der beschriebenen Art sind außer an den genannten Stellen besonders deutlich am Heiligkreuz zu beobachten, wo sie ca. 2 m über dem Kupferschiefer auftreten, ferner am Meiler bei Helmershof, im Ebertsgrund usw. Die kleinen charakteristischen, im Gegensatz zu den Kalkstückchen des Mittleren Zechsteins leicht zerbrechlichen Mergelblättchen sind auf den Äckern und im Walde der sicherste Beweis für das Vorhandensein des Unteren Zechsteins. Auch am Ringberg sind diese Dolomitmergel besonders in der unteren Zone vertreten. Sie haben hier, wo der Kupferschiefer stellenweise fehlt, außergewöhnlich dunkle Farbe und fast schwarze Ablösungsflächen. Neben diesem schiefrig-dünnplattigen Gestein finden sich auf den Feldern auch dickplattige, kalkarme Stücke von toniger Beschaffenheit, mattbrauner Farbe und großem Fossilreichtum. Sie zeichnen sich durch feine gestreckte Hohlräume aus, die gleichmäßig im Gestein verteilt sind und ehemals wahrscheinlich von kleinen Anhydritlinsen erfüllt waren, wie man es anderorts im Unteren Zechstein beobachtet hat. Solche kleinen Hohlräume, mit Kalkspat ausgefüllt, finden sich auch in den blaugrauen Kalken dicht über dem Kupferschiefer am Heiligkreuz.

Die glimmerreichen Dolomitmergel verdrängt in den oberen Zonen ein dickbankiger, dunkelblaugrauer, feinkrystalliner, splittriger und muschelig brechender Kalkstein. Seine Bänke erreichen eine Mächtigkeit von über 20 cm. Bei der Verwitterung wird er gelbbraun bis dunkelbraun oder lichtgrau. Dabei sondert er sich entweder in groben, schwach kantengerundeten, glatten Klötzen ab, oder er zerfällt infolge dünnplattiger Absonderung und vertikaler Zerklüftung in kleine parallelepipedische Stück-

chen, was man besonders am Heiligkreuz deutlich beobachten kann.

Neben jenen oben erwähnten feinen Hohlräumen finden sich in dem Kalk größere Hohlräume, häufig mit Kalkspatkrystallen ausgekleidet oder mit Brauneisen und Malachit erfüllt, die auf zersetzten Kupferkies deuten. Gelegentlich finden sich auch Malachitkonkretionen.

Am Heiligkreuz wurden in einer Bank eiförmige Konkretionen beobachtet, die zum Teil Fossilien enthielten. Auch wurde hier und am Ringberg gelegentlich eine eigenartige, genau halbkugelige Absonderung des Gesteins beobachtet.

Zufolge des leichten Zerfalls und des Mergelreichtums gibt der Untere Zechstein einen tiefgründigen, feuchten, tonigen Waldboden gegenüber den krystallinen Kalken und Dolomiten des Mittleren Zechsteins und des Riffdolomites, die ihrer Porosität und ihres Höhlenreichtums wegen gern trockene, grasige, blumenübersäte oder mit lichtem Buschwald bedeckte Abhänge bilden.

Fossilführung.

Fossilien wurden im Unteren Zechstein in größerer Zahl an zwei Stellen gefunden, am Ringberg und am Heiligkreuz, und zwar nicht in den blauen grobplattigen Kalken, sondern in den unteren mergelig-schiefrigen und glimmerreichen Bänken. Von dieser reichen Fossilführung wird in den Erläuterungen zu Blatt Schmalkalden nichts erwähnt.

Am Heiligkreuz ist es eine ungefähr $^1/_2$ m mächtige Zone, ca. 2 m über dem Kupferschiefer gelegen, die besonders reich ist an schönen Exemplaren von *Productus horridus* und *Camerophoria multiplicata*, neben denen sich noch *Spirifer alatus*, *Camerophoria Schlotheimi*, *Terebratula elongata*, *Strophalosia Goldfussi*, *Strophalosia Morrisiana* und kleinere, nicht bestimmbare Fossilien fanden. Die netzförmigen Bruchstücke von *Fenestella antiqua* und *Fenestella retiformis*, ferner die Ästchen von *Acanthocladia anceps* wurden häufig auf den Schichtflächen beobachtet und legen, wenigstens die letzteren beiden, die Ver-

mutung nahe, daß zur Zeit der Ablagerung des Unteren Zechsteins schon die Riffbryozoen sich auf den Porphyrklippen der Nachbarschaft angesiedelt hatten, von denen die Brandung ab und zu Bruchstücke abschwemmte und in dem kalkigen Schlamm des tieferen Meeres ablagerte. Endlich wurde noch *Serpula planorbites* gefunden. Alle oben genannten Fossilien sind vorzüglich erhalten, wenn auch häufig nur in Bruchstücken aus dem Gestein zu lösen. Die Schalen zeigen meist noch perlmutterartigen Glanz, selbst die silberglänzenden Stacheln von *Productus* sind noch deutlich zu sehen. Von Pflanzenteilen wurden Überreste von Tangen und verkohlte Holzstückchen gefunden.

Noch zahlreicher an Arten ist die Fauna des Unteren Zechsteins südlich von Asbach am Ringberg, der auf Blatt Schmalkalden als Mittlerer Zechstein aufgefaßt ist. Leider sind hier die einzelnen Exemplare infolge der starken Verwitterung der auf den Feldern umherliegenden Stücke schlecht erhalten und schwer zu bestimmen. Besonders häufig ist hier in den untersten Bänken *Nautilus Freieslebeni,* von dem sowohl die inneren gekammerten Umgänge, wie auch die äußeren flachen Schalenteile gefunden wurden. Auch kleine Gastropoden sind zahlreich, konnten aber nicht genau bestimmt werden. Wahrscheinlich wird es sich um *Straparollus permianus* oder *Turbo helicinus* handeln. Von Muscheln wurden kleine gut erhaltene Exemplare von *Arca striata, Gervilleia ceratophaga* und der größeren *Gervilleia antiqua* gefunden; nicht genau bestimmt werden konnten einige Fossilien, die wahrscheinlich *Nucula Beyrichi, Schizodus obscurus* und *Aucella Hausmanni* darstellen. Von Brachiopoden fand sich hier neben zahlreichen Exemplaren von *Camerophoria Schlotheimi* ein Exemplar von *Athyris pectinifera,* Bruchstücke von *Spirifer alatus* und ein Exemplar von *Productus horridus.* Neben zahlreichen nicht bestimmbaren Fossilresten wurden auch hier Bruchstücke von *Fenestella antiqua* gefunden.

In den meisten anderen Aufschlüssen zeigte der Untere Zechstein wenig oder gar keine Fossilführung. Im oberen Ebertsgrund fanden sich am Ausgehenden mehrfach Bruch-

stücke von *Nautilus Freieslebeni* und lanzettförmige Blattreste, im Rechtal *Spirifer alatus* und ein kleiner Schalenkrebs *Cythere,* welche die grüngrauen, kalkfreien, rotliegenden Schiefertonen gleichenden Mergel an der Straße als Unteren Zechstein erkennen ließen. Auf den Halden an der Birkliete wurden schöne Exemplare von *Productus horridus, Spirifer alatus* und *Camerophoria multiplicata* gesammelt.

B. Der Mittlere Zechstein.

I. Hauptdolomit.

Über der Unteren Zechsteinformation folgt der Mittlere Zechstein in der Regel als dünn- bis grobplattiger, krystalliner, mattgrauer bis gelber, dolomitischer Kalkstein, der sog. Hauptdolomit. Seine Mächtigkeit schwankt und ist meist gering; an einzelnen Stellen — z. B. zwischen Rechtal und Ebertsgrund — fehlt er sogar ganz, so daß der Untere Zechstein unmittelbar von den Letten der Oberen Zechsteinformation überlagert wird. Aufgeschlossen ist er im Ebertsgrund an dem Fahrweg zu den Gipsgruben, desgleichen im Berntal in den unteren Kobaltpingen. Hier sind dem plattigen, rötlichen Gestein schichtweise Quarz- und Lettenbröckchen von roter und grüner Farbe eingelagert; auch die darauf folgende Rauhwacke führt hier häufig Letteneinschlüsse. Am Ringberg überlagert er den Unteren Zechstein als ein plattiger, hellgrauer, häufig oolithischer, dolomitischer Kalk, während südlich von Floh gelbe und braune Farben und kavernöse Beschaffenheit vorherrschen. An den Gipsgruben im Ebertsgrund ist seinen obersten Bänken ein geringmächtiger, feingestreifter, schwarzgrauer, lettiger Mergelkalk eingelagert. Meist ist der Hauptdolomit fossilleer; nur am Ringberg fanden sich in dem oolithischen Gestein zahlreiche Gastropoden.

II. Rauhwacke.

An vielen Stellen hat der Hauptdolomit infolge Auflösung und Wiederabsatz der kalkigen Bestandteile seine ursprüngliche Schichtung verloren und ist zu der massigen, kavernösen Rauhwacke geworden. Diese ist z. T. krystallin, noch häufiger aber

infolge Wegführung des Kalkgehaltes zermürbt und zu einem weißgelben, mehligen Dolomit von grobzelligem, porösem, fast bimssteinähnlichem Aussehen geworden. Aufgeschlossen ist diese Rauhwacke an der Straße im unteren Ebertsgrund gegenüber der alten Ziegelei und überlagert hier als dickbankiger, kavernöser, dolomitischer Kalk den Unteren Zechstein. Noch besser zu beobachten ist sie nördlich der Straße am sog. Tonhügel, wo sie, in zahlreichen klotzigen Felsen den Waldboden durchbrechend, bei flachem Einfallen von den Letten überlagert wird. Im oberen Ebertsgrund, im sog. Löchle, begleitet sie als schmales Band den Unteren Zechstein, in kavernösen Blöcken aus dem Wiesenhang ragend, hat sich auch in kleinen Partien inselförmig hier und an der Birkliete auf dem Unteren Zechstein erhalten. Von dem Riffdolomit, der ihr an Aussehen und Struktur besonders in verwittertem Zustande völlig gleicht, unterscheidet sie sich nur durch ihre Lagerung über dem Unteren Zechstein, ihre geringe Mächtigkeit und den Mangel an Fossilien. Dort, wo der Riffdolomit über den Unteren Zechstein übergreift und die ihm eigentümlichen Fossilien bei der späteren Umkrystallisation des Gesteins zerstört worden sind, wie dies besonders am Kühberg und an dem gegenüberliegenden Abhang des Kohlbergs der Fall zu sein scheint, ist eine sichere Scheidung zwischen beiden unmöglich. Doch mag an beiden Stellen der Mittlere Zechstein unter dem Riff vorhanden sein. Auch am Ringberg ist deswegen zwischen Riffdolomit und Rauhwacke keine scharfe Grenze zu ziehen (siehe auch Erläuterungen zu Blatt Schmalkalden, S. 23 unten).

C. Der Riffdolomit.

Unterer und Mittlerer Zechstein werden in einem großen Teil des Gebietes, wie oben erwähnt, von dem Riffdolomit vertreten. Er ist das Werk riffbauender Meerestiere, insbesondere von Bryozoen, die zum Ansatzpunkt ihrer Bauten die klippenreichen, im seichten Wasser liegenden Porphyrkuppen wählten, während sich zwischen ihnen im tieferen Wasser und in nächster Nachbarschaft der Riffe die kalkig-schlammigen Sedimente des

Unteren und Mittleren Zechsteins bildeten. Mit dem Anwachsen der Riffe brachen, wahrscheinlich infolge der Brandung, Teile derselben ab, verstreuten sich rings auf dem Meeresboden und wurden so ihrerseits der Ansatzpunkt neuer Bauten. Auf diese Weise hat der Riffdolomit von den Porphyrkuppen aus nicht nur auf rotliegende Sandsteine und Arkosen, sondern vielfach auf die Sedimente des Unteren, ja sogar des Mittleren Zechsteins übergegriffen. Auf eine derartige Entwicklung deuten die häufigen aus Kalktrümmern bestehenden Konglomeratlagen an der Basis des Riffs, die wir dem sog. Vorriff an die Seite stellen können.

Das Vorriff.

Während auf den Porphyrklippen die massigen Riffbauten unmittelbar aufsitzen, beginnt das Riff über rotliegenden Sedimenten meist mit grobplattigen Dolomitlagen, reich an Rifffossilien, wie sie nördlich des Kombergs und an der Bommenden Eller aufgeschlossen sind. Wir werden kaum fehlgehen, wenn wir diese undeutlich geschichteten Ablagerungen ebenfalls zum Vorriff rechnen, da sie einesteils in schwachen Depressionen zwischen den Riffplateaus liegen und bald vom Oberen Zechstein überlagert werden, andererseits, wie am Ringberg, südlich von Asbach und in den Wegen von Asbach zur Bommenden Eller am Komberg in auffällige, aus Rifftrümmern bestehende Konglomerate übergehen. An dieser letztgenannten Stelle sind der untersten Kalkbank zahlreiche, bis 1 cm große grüne Porphyrteilchen und Milchquarzgerölle eingelagert und deuten an, daß die ersten Kalkabsätze in diesem Vorriff noch durch Zufuhr von Geröllen der rotliegenden Gesteine gestört wurden. Ob die plattigen Kalke, die am Mühlberg dicht bei Asbach an der Basis des Riffs das Rotliegende überlagern, zu diesem Vorriff gerechnet werden müssen oder dem Hauptdolomit angehören, konnte des Mangels an Fossilien wegen nicht festgestellt werden. Auf der Karte sind sie als Hauptdolomit dargestellt.

Das eigentliche Riff.

Neben dieser, eine gewisse Schichtung verratenden Zone erhebt sich der massige Riffdolomit. Er bedeckt, von Buchenwald überzogen, die flachen Rücken des Hoherod und des nördlichen Kohlbergs, zieht sich durch das Rechtal zum Hirschberg und zum Hefteberg hinauf und erreicht hier die beträchtliche Meereshöhe von 580 m. Während die vom Riff bedeckten Gipfel meist ebenflächig sind, im Gegensatz zu den kugelförmigen Porphyrkuppen, und auf ihrem tiefgründigen, schwarzen Verwitterungsboden unter dem üppigen Buchenbestand eine interessante Flora bergen, wie Kohlberg und Hoherod, sind die schroffen trocknen Abhänge voll klotziger, meist kahler, höhlenreicher Kalkfelsen, die sich zwar bei weitem nicht mit den Riffbergen der Gegend von Liebenstein messen können, aber doch am Hoherod, am Kohlberg und besonders am Mühlberg interessante Felspartien bilden.

Höhlen.

Größere Höhlen, die der Hauptsache nach wohl schon zur Zechsteinzeit durch Zusammenwachsen einzelner Riffbauten entstanden sind, finden sich über Tage nur am Mühlberg. Unter der Erdoberfläche indes müssen sie ehemals an vielen Stellen vorhanden gewesen sein und auch heute noch in großer Zahl existieren. Darauf deuten die breiten Erdfälle, die sich im Gebiete des Riffdolomits befinden, so z. B. gegenüber dem Gasthaus Hachelstein auf der Wiese und daselbst am Bergeshang ebenso wie am Nordhange des Heftebergs. Daß unter dem Dorf Asbach sich ein ganzer Höhlenzug, größtenteils mit Wasser gefüllt, hinzieht, beweist das häufige Versinken des Flusses. Schon Geisthirt erwähnt in seiner Schmalkalder Chronik vom Anfang des 18. Jahrhunderts: »Über dem Dorfe wird auch ein Erdfall gewiesen, so sich anno 1591 über der Schleifkoten ereignet, von welchem geglaubet wird, daß, was in solchen geworfen worden, aus dem Gespring ober der Stadt wieder vorkomme. Zum Beweise führet man an, daß solches mit Leinknoten pro-

bieret worden, die man in dem Gespring richtig wieder angetroffen, welches ich dahingestellet syn lasse.« Dieser Glaube findet sich auch heute noch vielfach im Volke. Im Jahre 1900 soll zwischen den beiden Mühlen in Asbach im Bachbett ein Loch entstanden sein von solcher Ausdehnung, daß ein Teil einer Scheune sich erheblich gesenkt habe. Durch Steine, Ton und Einfüllen von Schleifschlamm habe man die Öffnung wieder verschlossen. Desgleichen hat sich im vergangenen Frühjahr im oberen Dorfe ein solches Loch im Bachbett gebildet, das ich selbst untersucht habe. Der damals sehr starke Bach stürzte unter Brausen z. T. in diese Öffnung hinab. Auch auf der Wiese gegenüber Gasthaus Hachelstein dicht unterhalb der hier das Tal kreuzenden Verwerfung hat sich im vergangenen Frühjahr ein ca. 1 m breites Loch aufgetan, das leider von den Wiesenbesitzern gleich wieder zugefüllt worden ist. Wahrscheinlich haben gerade hier an der Verwerfung durch die längs dieser zirkulierenden Wasser die ursprünglichen Hohlräume eine Erweiterung erfahren. Wie diese wenigen Beispiele erkennen lassen, müssen solche Senkungen, die nicht mit den Erdfällen der Unteren Letten zu verwechseln sind, in dem betreffenden Gebiet sehr häufig entstehen, werden aber meist nicht näher beachtet. Daß sie sowohl für die Quellverhältnisse der Schmalkalder Gegend wie auch für die Wasserführung der zu industriellen Anlagen dienenden Gewässer von großer Bedeutung sind, liegt auf der Hand und wird in dem Abschnitt über die Quellen des Gebietes näher behandelt werden.

Petrographische Beschreibung.

Seiner petrographischen Beschaffenheit nach ist der Riffdolomit in frischem Zustande ein fester, ziemlich schwerer, feinkrystalliner blaugrauer Kalk mit meist geringem Magnesiagehalt, aber nicht unbeträchtlicher Bitumenführung. In dieser Beschaffenheit wird er am Kohlberg südlich von Helmershof zum Kalkbrennen gewonnen. Bei der Verwitterung und Auslaugung der kalkigen Bestandteile wird seine Farbe hell- bis

weißgrau oder bei Eisen- und Mangangehalt, der selten fehlt, durch Umwandlung der Oxydule in oxydische Verbindungen ockergelb bis gelb- und umbrabraun. Dabei nimmt der Bitumengehalt stark ab und verschwindet schließlich völlig. Wie bei dem Mittleren Zechstein ist auch hier häufig durch Auslaugungsvorgänge der Kalkgehalt dem Gestein entzogen, so daß dieses zu einem echten Dolomit von mehliger, poröser Beschaffenheit und kavernösem Aussehen geworden ist. Der ursprüngliche Kalkgehalt des Gesteins ist dabei häufig in den Brachiopodenschalen wieder zum Absatz gelangt oder hat auf Hohlräumen des Gesteins schöne Kalkspatkrystalldrusen gebildet. An zahlreichen Stellen, besonders in der Nähe von Verwerfungen bezw. Mineralgängen, aber auch an die im Riffdolomit gewöhnlichen Klüfte und Höhlungen gebunden, hat sich der Eisengehalt so konzentriert, daß das Gestein zu sog. Eisenkalkstein umgewandelt worden ist. Dieser wurde an mehreren Stellen des Gebietes bergmännisch gewonnen und soll deshalb unter den Mineralvorkommen näher besprochen werden. Neben dieser dunklen Farbe sind auf dem Hoherod lichtrosenrote bis braunrote Färbungen nicht selten.

Von besonderem Interesse sind die Einschlüsse roter und graugrüner Lettenbröckchen, die am Kühberg und am Nordwesthange des Heftebergs an der Eisenerzpinge nahe dem Waldrand im hellgrauen, luckigen Dolomit gefunden wurden, aber auch am Kohlberg und an anderen Stellen gelegentlich vorkamen. Sie sind meist eckig, liegen unregelmäßig im Gestein verteilt und machen den Eindruck eines zerstörten und vom Meere verfrachteten Lettenlagers. Wenn nun auch nicht feststeht, ob es sich an allen genannten Stellen um Riffdolomit oder Mittleren Zechstein handelt — das letztere ist hier und da wahrscheinlich —, so bleibt es immer von Interesse, daß auch in dieser Gegend wie anderorts zur mittleren Zechsteinzeit schon sich Lettenlager bilden konnten, die auf ein Zurückweichen des Meeres und eine stellenweise Festlandsbildung hinweisen, welche beim erneuten Vordringen desselben zerstört und in die neuen Ablagerungen desselben verflößt wurde. Am Ringberg, dicht an der Verwerfung,

längs deren der Zechstein an den Porphyr stößt, fanden sich im Gestein kleine Porphyrbrocken und Bruchstücke weißen, krystallinen Kalkes. Es handelt sich hier wohl um eine Reibungsbreccie.

Der Riffdolomit wurde früher am Kohlberg und am Kühberg zum Kalkbrennen gewonnen, wie alte Steinbrüche daselbst beweisen. Heute wird er nur am Kohlberg in einem neuen Kalkofen gebrannt. Vielfach ist er in Asbach zu Bauzwecken benutzt worden und wird jetzt noch mitunter in einem Steinbruch oberhalb des Dorfes dazu gebrochen. Luckige, groteske Stücke werden gern zu Beeteinfassungen und Grottenbauten verwandt und dazu besonders am Ringberg in einem alten Manganerztagebau gewonnen.

Fossilführung.

Charakteristisch für den Riffdolomit ist die Fossilführung, die neben der großen Mächtigkeit sein einziges Unterscheidungsmerkmal gegenüber der Rauhwacke des Mittleren Zechsteins bildet. An vereinzelten, jedoch nicht seltenen Stellen — wir nennen hier nur den Osthang des Mühlbergs, den Ringberg, den Nordhang des Kombergs und den des Kohlbergs bei Helmershof, den Rücken des Hoherods, die Eisenkalkgruben der Bommenden Eller im Rechtal und des Klinggrabens bei Seligental — haben sich die ursprünglich wohl überall im Gestein verteilten Riffbewohner noch erhalten. An keinem der genannten Punkte ist indes der Fossilreichtum so auffällig und so gut zu beobachten, wie an den Riff-Felsen des Mühlbergs und Kohlbergs und in den Eisenkalkgruben Hellenbogen östlich von Asbach und Bommende Eller.

Von Bryozoen ist hier besonders häufig *Fenestella retiformis*, die schon GEINITZ als hier vorkommend erwähnt. Man findet ringsherum trichterförmig ausgebildete Exemplare von ca. 10 cm Durchmesser; doch lösen sich die Stücke selten unversehrt aus dem brüchigen Gestein. *Acanthocladia anceps* wurde an der Bommenden Eller nur selten beobachtet, fand sich dagegen mit *Acanthocladia dubia* zusammen in schönen Exemplaren

am Kohlberg und Mühlberg, am Ringberg und in den untersten plattigen Lagen des Riffs, die in dem Hohlweg von Asbach zur Bommenden Eller aufgeschlossen sind. Letztere Art wurde an dem engen Bau und der Verwachsung der unteren Zweige erkannt, die die Verwandtschaft mit *Synocladia* und *Fenestella* andeutet. Endlich wurde *Phyllopora Ehrenbergi* in einem Exemplar an der Bommenden Eller gefunden. Dasselbe zeigte gut erhalten die kleinen runden Polypenzellen, die wie aufgebrochene Bläschen ohne die rutenförmige Anordnung der Fenestellen und ohne Unterschiede zwischen Stäben und Querleisten in schiefen Reihen zwischen den Maschen angeordnet sind. — An dieser Stelle sei ein eigenartiges stromatoporenähnliches Gebilde erwähnt, das in den plattigen Lagen des Riffs am Komberg häufig sich fand und wohl als *Evinospongia* bezeichnet werden kann. — Neben den Riffbryozoen sind es besonders Brachiopoden. *Terebratula elongata*, *Strophalosia excavata* und *Camerophoria Schlotheimi*, die an einzelnen Stellen des Riffs sich zu wahren Petrefaktennestern anhäufen. *Terebratula elongata* kommt in Exemplaren von wenigen Millimetern bis zu solchen von ca. $1^1/_2$ cm Größe vor, und zwar sowohl in länglich-ovaler wie quer-ovaler Ausbildung mit tieferem und flacherem Sinus. Die jüngeren Individuen, die meist zu ganzen Nestern junger Brut vereinigt sind, zeigen eine linsenförmige Gestalt und kaum eine Andeutung des Sinus. Die Exemplare sind durchweg gut erhalten und lösen sich leicht aus dem zermürbten Gestein. Schon Geinitz ist die Bommende Eller als Fundort für *Terebratula elongata* bekannt. Auch *Camerophoria* findet sich in zahlreichen Individuen bis zu 1,8 cm Größe. Auch diese Art löst sich in schönen Exemplaren leicht aus dem Dolomit, ist aber ebenso wie dieser teilweise umgewandelt und mit Kalkspat erfüllt, daher sehr brüchig. Das ungemein häufige Vorkommen von *Strophalosia excavata* im Rechtal ist auch schon bei Geinitz erwähnt. Es finden sich hier Exemplare von ca. 10—15 mm Größe, die ebenso wie die genannten Fossilien und *Productus horridus* mit Kalkspataggregaten angefüllt sind. Neben den

genannten Brachiopoden sind *Productus horridus* und die beiden Spiriferarten seltener. *Productus horridus* fand sich am Mühlberg wie an der Bommenden Eller nur stellenweise und dann meist in mehreren Exemplaren zusammen, häufiger am Hirschberg. Die Exemplare lassen zuweilen die höckerige Schale gut erkennen, sind aber meist stark ausgelaugt. Stacheln wurden nicht gefunden. *Spirifer cristatus,* kenntlich durch die geringe Größe der Exemplare und die tief eingeschnittenen Falten, fand sich in mehreren Stücken am Mühlberg, seltener am Komberg; von *Spirifer alatus* wurden junge Exemplare sowohl an der Bommenden Eller wie in dem alten Brauneisenstein-Tagebau Hellenbogen am Komberg gefunden, die zwar die charakteristische Teilung der Falten noch nicht deutlich zeigten, aber ihrer Größe (bis 20 mm), der flachen Falten und des breiten Sinus wegen nicht zu *Spirifer cristatus* zu zählen sind. — Von Lamellibranchiaten kommt besonders *Avicula speluncaria* in prächtig erhaltenen Exemplaren bis zu 20 mm Größe im Riff der Eisenkalkgrube vor und war hier schon GEINITZ bekannt. Am Ringberg und am Komberg in der isolierten, auf dem Berggipfel erhaltenen Partie Riffdolomit findet sich *Gervilleia ceratophaga* in bis 1 cm großen Exemplaren. Sie erfüllt auch zusammen mit *Liebea Hausmanni* die untersten Lagen des Riffs an der Bommenden Eller, plattige Kalke, die an der Straße dem Rotliegenden auflagern. Letztere Art fand sich in großen Exemplaren auch zahlreich auf dem Hoherod zwischen den auftauchenden Porphyrkuppen. An der Bommenden Eller und anderorts wurden Exemplare einer *Gervilleia* gefunden, die wegen ihrer Größe (ca. 27 mm) als *Gervilleia antiqua* bestimmt wurden. Desgleichen fand sich hier *Arca striata* in einem schön erhaltenen Exemplar. Am Mühlberg wurde der kleine *Pecten pusillus* gesammelt, ferner *Solemya biarmica.* — Hier wurden auch nicht selten Stielglieder von *Cyathocrinus ramosus* beobachtet, deren Auftreten hier schon GEINITZ erwähnt. Von Gastropoden wurde im festen blaugrauen Kalk auf dem Hoherod *Turbonilla Phillipsi* gefunden; das gut

erhaltene schmale Exemplar zeigte bei ca. 6 mm Länge 10 Umgänge. Ferner fanden sich am Mühlberg u. a. O. häufig kleine Gastropoden, die *Natica minima* oder *Straparollus permianus* darstellen.

D. Der Obere Zechstein.

Der Obere Zechstein besteht in dem behandelten Gebiet aus den drei Gliedern: Untere Letten, Plattendolomit und Obere Letten.

I. Die Unteren Letten.

An den Vorgängen, die gegen Ende der mittleren Zechsteinzeit zur Bildung der Salzlager Nord- und Mittel-Deutschlands führten, hat auch unsere Gegend teilgenommen. Während westlich des Schmalkaldetales unter dem Gebirgsstock des Gieselberges Plattendolomit oder gar Buntsandstein das Glimmerschiefer-Grundgebirge unmittelbar überlagert, findet sich östlich desselben zwischen Schmalkalden und dem Gebirgsrand von Steinbach-Hallenberg bis Hohleborn, ferner auf dem rotliegenden Gebirge im Ebertsgrund und Rechtal der Obere Zechstein in normaler Ausbildung mit den Residuen ehemaliger Salzlagerstätten, den Unteren Letten, mit Plattendolomit und Oberen Letten. Wenn auch die eingeschalteten Salzlager fast völlig der späteren Auslaugung zum Opfer gefallen sind, haben wir doch in den Erdfällen und Gipsstöcken der Unteren Letten und in den Schmalkalder Soolquellen deutliche Beweise für ihr einstiges Vorhandensein in dem genannten Gebiete. Nur in der Gegend des Gieselbergs und Weinbergs müssen während der ganzen jüngeren Zechsteinzeit kleine Inseln emporgeragt haben, die in größerem Umfange schon in der älteren und mittleren Zechsteinzeit bestanden und damals mit einem Kranz von Bryozoenriffen umgeben waren. Auf ähnliche Inseln oder wenigstens Untiefen in Teilen des heutigen Thüringer Waldes deuteten schon die Riffdolomite hin, die an vielen Stellen des Gebirgsrandes erhalten sind. Um diese Inseln, auf die abgestorbenen Riffkolonien sowohl wie auf die Meeressedimente der mittleren Zechsteinzeit, lagerten sich nun

die Anhydrite und Salze des Oberen Zechsteins, wenn auch anscheinend in geringerer Mächtigkeit als in den übrigen Gebieten.

Ihre Auslaugungsresiduen bilden, wie schon gesagt, die Unteren Letten. Sie treten mit Plattendolomit und Oberen Letten zusammen längs der Randflexur bezw. Randverwerfung am Ringberg und Kohlberg bei Asbach und südlich und nördlich von Floh zutage. Nördlich des Tambacher Wassers setzen sie, unter dem Plattendolomit verborgen, bis nach Hohleborn sich fort, wo sie durch einen großen, quellführenden Erdfall angedeutet sind, der dem Orte den Namen gegeben hat. Auch an der Randverwerfung am Südhange des Ringberges und bei Altersbach finden sie sich stellenweise mit Teilen des Mittleren bezw. Oberen Zechsteins, der hier auf der Spalte verstürzt ist, und deuten an, daß sie auch unter den Triasschichten des südlichen Vorlandes ausgebildet sind. Auf dem rotliegenden Gebirge haben sie sich als Reste des Oberen Zechsteins im Ebertsgrund, am Kühberg und im Rechtal erhalten.

Ihre Mächtigkeit wechselt naturgemäß sehr stark; am Ausgehenden beträgt sie 20—50 m. In dem Schmalkalder Bohrloch, das am Bad unterhalb Schmalkaldens von 1821—1824 auf 368′ und 8″ (ca. 105 m)[1]) niedergebracht wurde, hat man 291′ 8″ (ca. 83 m) Letten und Gips durchsunken, ohne ihr Liegendes zu erreichen (siehe die Bohrtabelle Seite 173). Das Liegende der Unteren Letten bildet der meist sehr geringmächtige Mittlere Zechstein und, wo dieser fehlt, der Untere Zechstein. Selten haben sich die Letten — abgesehen vom Gebirgsrande und einigen Stellen des Rechtales — über dem Riff erhalten; meist liegen sie in ziemlich tiefem Niveau zwischen den Riffbergen, von denen sie gleichsam durchspießt werden. Diese Einlagerung des Oberen Zechsteins in die Unebenheiten des Riffs ist besonders gut am Nordrande des Rechtals zu beobachten, wo die Riffpartien gleich Inseln aus einer schwachen Lettenlage emporragen.

[1]) Der Umrechnung in Meter ist die Annahme zugrunde gelegt, daß die Teufenangaben in alten Kasseler Fuß (1 Fuß = 284,9 mm) gemacht sind.

Am besten sind sie in den Gips- und Tongruben des Ebertsgrundes aufgeschlossen. Sie bestehen hier aus schwach glimmerführenden, rotbraunen bis weißgrauen und blaugrauen, mitunter schwarzgrauen Lagen eines z. T. festen, meist aber weichen und bröckeligen Mergels, der in feuchtem Zustande einen fetten, plastischen Ton gibt, lufttrocken dagegen in eine bröckelige Erdkrume zerfällt. Auch dort, wo sie nicht aufgeschlossen sind, lassen sie sich an der roten Farbe des Bodens oder an jener grobbröckeligen Erdkrume erkennen, die dem lockeren, feinerdigen, dunklen Kalkboden fehlt.

Den Letten sind als letzte Reste der ehemaligen Salzlager mächtige Linsen von Anhydrit und Gips zahlreich eingelagert. Aufgeschlossen sind solche Gipsstöcke nur im Ebertsgrund am Tonhügel, lassen sich aber an Hand der Erdfälle durch den ganzen Ebertsgrund, im Rechtal, am Kohlberg und bei Floh verfolgen. In dem genannten Aufschluß bildet der Gips große unregelmäßige, stark korrodierte Blöcke, die den Letten eingeschaltet sind. Sie zeigen häufig einen regelmäßigen Wechsel grauer und weißer Streifen, der eine ehemalige Schichtung erkennen läßt.

An diesen Gipsgruben fanden sich auch mehrere, bis 5 cm dicke Stücke eines feinkörnigen, lockeren, glimmerhaltigen Sandsteins von zartrötlicher Farbe den Letten eingelagert. Sie scheinen weniger verstürzte Teile des Unteren Buntsandsteins darzustellen als die Bruchstücke einer ursprünglichen, sandigen Einlagerung in den Letten, wie sie z. B. auch bei Friedrichroda beobachtet worden ist. Die gelben Dolomitblöcke dagegen, die sich hier auch in den Letten fanden, werden als verbrochene Stücke des Plattendolomits angesehen werden müssen.

Das Vorhandensein der Unteren Letten mit den genannten Gipseinlagerungen wird an zahlreichen Stellen durch Bodenbewegungen und Einsturztrichter, die sog. Erdfälle, eine Folge der unterirdischen Auslaugung, angedeutet. Sie sind an vielen Stellen die einzigen Kennzeichen für das Auftreten der Unteren Letten (so am Nordrande des Ebertsgrundes) und können leicht

von alten Pingen oder eingestürzten Riffhöhlen an dem meist feuchten Grunde unterschieden werden. Häufig sind sie — abgesehen von den im Gebiet des Buntsandsteins liegenden Einsturztrichtern am Kohlberg und bei Weidebrunn — nördlich und südlich von Floh und im Rechtal. Das klassische Gebiet der Erdfälle ist aber der Ebertsgrund, der allein diesen Bodensenkungen seine eigenartige hügelige Geländegestaltung verdankt. Hier finden sie sich in großer Anzahl von dem Meiler bei Helmershof bis zu dem Ausgehenden des Zechsteins im Oberen Ebertsgrund. Die größeren von ihnen stellen zwischen steilen Plattendolomitkegeln breite, moorige, abflußlose Becken dar, die kleineren steilwandige, z. T. mit Wasser gefüllte Trichter, denen man ihr jugendliches Alter an den häufigen Nachstürzen ansieht. Unterhalb solcher Erdfälle treten nicht selten Quellen zutage, die im Frühjahr stark laufen, im Sommer aber fast völlig versiegen. In den Gebieten dieser Erdfälle finden alljährlich im Frühjahr neue Einbrüche statt, meist kleinere Löcher innerhalb der größeren Trichter bildend, und deuten auf die fortdauernde Auslaugung der Gipse hin (vgl. Abb. 1 auf S. 66).

II. Der Plattendolomit.

Den Unteren Letten folgt der Plattendolomit. Er zieht sich, mehr oder weniger steil aufgerichtet, an der Randverwerfung von Hohleborn bis zum Kleinen Steinbach hin, tritt am Kohlberg unter dem Buntsandstein wieder zutage und folgt der Randflexur bis zum Ringberg. Im Vorlande taucht er bei Näherstille an der Schmalkalder Störung wieder hervor und zieht sich unter den quartären Schottern des Stillertales bis zum Schmalkalder Schloßberg hin. Auf dem rotliegenden Gebirge hat er sich an vielen Stellen des Ebertsgrundes, ferner im Rechtal, über den Unteren Letten in Gestalt steiler Kegel und trockener Bruchhänge erhalten (siehe Taf. 2, Prof. IX), die mit ihrem spärlichen Graswuchs und ihrer Kalkflora scharf von dem feuchten, blumenreichen Lettenboden abstechen. Auch an der Randverwerfung bei Altersbach ist zusammen mit Teilen der Unteren und Oberen

Letten ein Keil Plattendolomit hängen geblieben, der in dem Bahneinschnitt zutage tritt.

Obwohl seine hangende und liegende Grenze gut zu verfolgen ist, stellen sich einer genauen Bestimmung der Mächtigkeit Schwierigkeiten entgegen infolge des ständig wechselnden Einfallens. Nur an wenigen Stellen ist der Plattendolomit in regelmäßiger Lagerung zu beobachten; meist bildet er infolge von Auslaugung der Gipse der Unteren Letten und Nachsinken ein kompliziertes, klüftiges Bruchgebiet. Aufgeschlossen ist er in den kleinen Steinbrüchen südlich von Floh, am Ringberg und am Kohlberg. In den letztgenannten ist er bis zu 10 m Tiefe bloßgelegt, muß also hier eine Mächtigkeit von mindestens 15 m besitzen. Auch am Ringberg, wo die Schichten steil aufgerichtet in den Wegen anstehen, ist seine Mächtigkeit auf ca. 15 m zu schätzen. In dem Schmalkalder Bohrloch hat man nach Danz und Fuchs 65′ (ca. 18,5 m)[1]. »Dolomit und Kalkstein von sehr wechselnder Festigkeit« im Hangenden der Unteren Letten durchsunken.

Seiner petrographischen Natur nach ist er ein bankig-plattiger Kalk von grauer, weißlich-grauer oder matt gelbgrauer Farbe, fester, dichter Beschaffenheit und bituminösem Geruch. In solchem frischen Zustande ist er stets leicht vom Hauptdolomit des Mittleren Zechsteins zu unterscheiden. Sein Magnesiagehalt ist meist recht gering, wie die erfolgreiche Verwendung zum Kalkbrennen schließen läßt. Auf Drusenräumen führt er schöne Kalkspatrhomboeder. Charakteristisch für ihn ist im Gegensatz zum Mittleren Zechstein eine feine vertikale Zerklüftung, nach der sich das Gestein leicht spalten läßt und die einen scherbig-plattigen Zerfall desselben zur Folge hat. Diese Zerklüftung und solcher Zerfall treten besonders dort hervor, wo das Gestein starke Gebirgsbewegungen mitgemacht hat, z. B. südlich von Floh und an der Randspalte bei Altersbach. Auf solchen feinen Klüften hat sich der Bitumengehalt des Gesteins stellenweise zu einer schwarzen, asphaltähnlichen Masse konzentriert, wie

[1]) Siehe Anmerkung S. 95.

z. B. in den Steinbrüchen am Kohlberg zu beobachten ist. In einem dieser Steinbrüche, in dem die Kalkbänke nahe dem Liegenden bis 1 m Dicke erreichen, findet sich in geringer Höhe auch eine Bank reich an Stylolithen.

Hier wurde auch eine für den Plattendolomit außergewöhnlich reiche, allerdings artenarme Fossilführung beobachtet. Von den zahlreichen, dem Gestein eingebetteten Schalentrümmern wurde nur eine *Schizodus*-Art mit Sicherheit erkannt.

An den Verwerfungen, z. B. am Nordrande des Ebertsgrundes, ist der Plattendolomit häufig durch Umkrystallisation völlig verändert. Er stellt hier eine weißgraue, ungeschichtete, kavernöse Rauhwacke dar, die von der des Mittleren Zechsteins nur durch die Lagerung zu unterscheiden ist (wie an den Verwerfungen auf Kartenblatt Schmalkalden, siehe Erläuterungen dazu Seite 25 und 26).

Vielfach ist er auch längs der Verwerfungen oder sonstigen Lagerungsstörungen infolge von Auslaugung der kalkigen Bestandteile zu einem intensiv gelben, feinst-krystal'inen Sande geworden. Dies ist besonders schön am Ringberg an den z. T. verworfenen, z. T. infolge von Auslaugung der Gipse zu Bruch gegangenen Gesteinsschollen zu beobachten. Wahrscheinlich haben die Unteren Letten, die diese Plattendolomitpartien umschließen, mit ihren Salz- und Gipslösungen bei der tiefgründigen Zermürbung des Gesteins eine Rolle gespielt. Darauf weist die Tatsache hin, daß in den Kalkbrüchen am Kohlberg die Plattendolomittrümmer, die in Lettenschichten eingelagert sind, im Gegensatz zu dem im Schichtenverbande lagernden Gestein völlig zermürbt sind.

Verwandt worden ist der Plattendolomit nur zum Kalkbrennen. In dem Steinbruch südlich von Floh, am Ringberg und an der Bahn bei Näherstille, besonders aber am südlichen Kohlberg ist er dazu gebrochen worden und wird an einigen dieser Punkte noch jetzt gewonnen. Er gibt beim Brennen gegenüber dem Unteren Zechsteinkalk einen guten, fast weißen Löschkalk, eine Folge des geringen Magnesia- und Tongehaltes.

III. Die Oberen Letten.

Auf den Plattendolomit folgt das oberste Glied des Oberen Zechsteins, die Oberen Letten, die ca. 10—20 m mächtig, ohne scharfe Grenze in den Bröckelschiefer des Unteren Buntsandsteins übergehen. Sie überlagern den Plattendolomit längs des Gebirgsrandes am Ringberg und Kohlberg und südlich und nördlich von Floh. Auch bei Näherstille und in Schmalkalden treten sie an der hier durchsetzenden Störung unter dem Buntsandstein zutage und bilden, nach der erwähnten Soolbohrung zu schließen, in einer Tiefe von wenigen Metern unter dem Alluvium den Untergrund der Stadt Schmalkalden. Vom alten Gebirge dagegen sind sie ebenso wie der Buntsandstein durch Erosion völlig entfernt.

Den besten Aufschluß über die Oberen Letten bietet der tief eingeschnittene Hohlweg am Hunsrück nördlich von Seligental, wo der Obere Zechstein mit steilem Einfallen an den Glimmerschiefer stößt (Fig. 9, S. 127). Auch am Schloßberg in Schmalkalden, an der Mauer gegenüber dem Bergrevieramt, und in den Hohlwegen im Roten Grund südlich des Kohlbergs und am Ringberg sind sie aufgeschlossen. Sie stellen hier überall im Gegensatz zu den häufig blauen Unteren Letten einen brandroten Schieferton dar, der sich feinblättrig bis kugelig absondert. Diesem roten Schiefermergel sind an den genannten Stellen mehrere $^1/_2$—1 m mächtige Bänkchen blauer Letten eingelagert, von denen das eine im Hangenden des Plattendolomits, das andere ungefähr 10 m darüber liegt. Auch nach dem Hangenden zu stellen sich zwischen den roten Letten dünne blaue Lettenlagen ein, die von schwachen, unregelmäßigen Dolomitbänkchen begleitet werden. Der Dolomit ist meist knollig, von gelber Farbe und führt zahlreiche Letteneinschlüsse (so am Schloßberg in Schmalkalden, am Kohlberg, am Hunsrück). Auch in dem nach Näherstille führenden Wasserriß östlich des Gakenberges sind solchen brandroten Schiefertonen an zwei Stellen bis 15 cm starke, strohgelbe, dolomitische Kalkbänkchen und zahlreiche gelbe bis rotbraune Kalkkonkretionen von Knopf- bis Faustgröße einge-

lagert. Die roten Schiefertonblättchen gehen hier zuweilen in den gelben Dolomit über, ohne daß eine scharfe Grenze zu ziehen wäre. Obwohl nach Analogie mit den genannten Dolomitbänkchen auch hier zuerst an eine Einlagerung in den Oberen Letten zu denken ist, so kann es sich, wie BÜCKING in den Erläuterungen zu Blatt Schmalkalden (Seite 31) annimmt, auch um eine Einlagerung in dem Bröckelschiefer handeln, da die Schiefertone diesem sehr ähneln und das obere Kalkbänkchen nur ca. 6 m unter der Grenze zum feinkörnigen Buntsandstein liegt.

Die Lagerungsverhältnisse des Oberen Zechsteins sind, wie gesagt, weit komplizierter als die geologische Karte darstellen kann, infolge der zahlreichen Einbrüche und Senkungen, die in dem Abschnitt über die Auslaugungsvorgänge behandelt werden sollen.

Der Buntsandstein.

Gegenüber dem Zechstein und dem Rotliegenden ist der Buntsandstein völlig von dem Gebirge abgetragen und nur noch im Vorlande erhalten. In dem behandelten Gebiet treten nur die zwei unteren Stufen desselben auf, während die obere, der Röt, sich erst längs der Schmalkalder Störung bei Hesles unter den Resten des Muschelkalkes findet.

A. Der Untere Buntsandstein.

I. Der Bröckelschiefer.

Die Oberen Letten des Zechsteins gehen allmählich ohne scharfe Grenze in den Bröckelschiefer über. Dabei werden die nach dem Liegenden zu dünnschiefrigen Tone grobbröckeliger, glimmerreicher und unregelmäßig plattig, und es stellen sich schwächere und stärkere Bänke eines feinkörnigen, rötlichen Sandsteins darin ein. In dieser Beschaffenheit bildet der Bröckelschiefer überall am Gebirgsrande das Bindeglied zwischen Zechstein und Buntsandstein. Unter letzterem taucht er an der Gespringverwerfung im Schmalkaldetal und an mehreren Stellen der unmittelbaren Umgebung von Schmalkalden, so an der Not-

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

straße zwischen Grasberg und Märzeberg, ferner im Eichelbach und Pfaffenbach z. T. in Verbindung mit der Schmalkalder Störung wieder auf.

II. Der feinkörnige Untere Buntsandstein.

Ein Zurücktreten der Schiefertonlagen gegenüber den Sandsteinbänken bildet den Übergang des Bröckelschiefers in den eigentlichen Unteren Buntsandstein.

Er besteht aus groben und feinen, mit Glimmerblättchen bedeckten Bänken eines feinkörnigen, rot und weiß gefärbten oder geflammten Sandsteins, der häufig diskordante Parallelstruktur zeigt. Er zerfällt leicht und bildet einen feinen Sand, so z. B. östlich von Mittelstille. Den Sandsteinbänken sind neben den häufigen Tongallen bis $^1/_2$ m mächtige braunrote bis blaugraue, häufig gefleckte Schiefertone eingelagert; auch fallen stellenweise dunkelviolette Bänkchen durch ihren Biotitreichtum auf. In dem Hohlweg zwischen dem Leimbach und Asbach treten in einer Bank zahlreiche kugelige, schwarzbraune Knauern von Haselnußgröße auf, die sich leicht aus dem Gestein lösen lassen und sich durch einen Eisen- und Mangan-Gehalt auszeichnen.

Über den feinkörnigen Sandsteinen treten — nach Bücking in einem Niveau etwa 100 m über dem Bröckelschiefer — etwas gröbere Sandsteine auf, die neben zahlreichen Tongallen bis hirsekorngroße Milchquarzkörner führen und ein kiesiges Bindemittel besitzen. Sie fallen besonders am Gakenberg und Biebesberg bei Näherstille auf.

Der Untere Buntsandstein, der nach Bücking[1]) eine Mächtigkeit von mindestens 250 m hat, läßt ebenso wie der Obere Zechstein infolge seines häufig wechselnden Einfallens auf stark gestörte Lagerungsverhältnisse schließen, deren Ursache wir in den Auslaugungsvorgängen im Oberen Zechstein suchen müssen. Besonders zwischen Queste und Kohlberg ist dieser Wechsel der Lagerung auffällig.

[1]) Erläuterungen zu Blatt Schmalkalden, S. 31 u. 32.

Trotz des geringen Widerstandes gegen die Verwitterung wird der Sandstein in zahlreichen Steinbrüchen in der Nähe von Schmalkalden gewonnen, und aus den härteren Bänken desselben sind alle größeren Bauwerke der Stadt Schmalkalden errichtet worden.

B. Der Mittlere Buntsandstein.

Der Mittlere Buntsandstein ist innerhalb der Gebietes nur am Schloßberg bei Schmalkalden und an der Randverwerfung östlich des Stillersteins vertreten. Am Schloßberg fällt er, aus roten Schiefertonen, grob- und feinkörnigen Bänken bestehend, mit 40—55° nach der Schmalkalder Störung zu ein. Am Hirzberg und bei Altersbach bildet er über dem Unteren Buntsandstein eine Mulde, die dem unteren Schenkel der gerissenen Randflexur angehört.

Seine Grenze zum Unteren Buntsandstein wird durch eine Zone roter Schiefertone gebildet, die z. B. am südlichen Blattrand seine Abgrenzung gegen ersteren erleichtert. Darüber stellen sich, besonders deutlich südlich des Hirzberges, grobe, feste Sandsteine ein, die aus hirsekorn- bis erbsengroßen, stellenweise in einzelnen Geröllen bis nußgroßen, wasserhellen und milchweißen Quarz- und roten Karneolkörnern bestehen und durch ein kieseliges Bindemittel verkittet sind. Ihnen folgen wieder feinkörnige Sandsteine, die dem Unteren Buntsandstein gleichen. Ein zweiter grobkörniger Horizont ist südlich der Altersbacher Haltestelle aufgeschlossen.

Diluvium und Alluvium.

Die Gesteine der Trias sind die jüngsten Sedimente, abgesehen von Diluvium und Alluvium, die in weitem Umkreise von Schmalkalden sich erhalten haben. Es ist jedoch sehr wahrscheinlich, daß auch die Schichten der Juraformation in dieser Gegend ehemals zur Ablagerung gelangten. Mit der Heraushebung des Thüringer Waldes über das Vorland, also frühestens in der älteren Kreide, spätestens im Miocän, beginnt die Ab-

tragung dieser Gesteine. Die Erosion schneidet sich allmählich tiefer und tiefer in die Schichtenfolge ein und erzeugt in der Zeit des Diluviums und Alluviums den heutigen Wechsel von Berg und Tal. Bücking, der sich in den Erläuterungen zu Blatt Schmalkalden (Seite 4), ferner im Jahrbuch der Geol. Landesanstalt zu Berlin 1880 (Seite 89) eingehend mit den Erosionserscheinungen südlich des Thüringer Waldes befaßt, weist auf den Gegensatz dieser bedeutenden Erosionswirkungen und der heutigen geringen Wassermenge der Flußläufe hin und legt den Beginn der Erosion deshalb in eine recht frühe Zeit. Wahrscheinlich sind aber auch die Gewässer des Gebietes, die zur Diluvialzeit sich so tief in das alte Gebirge eingeschnitten haben, weit stärker gewesen als heute. Es braucht ja nur darauf hingewiesen zu werden, daß die südliche Grenze nordischer Geschiebe unweit des nördlichen Gebirgsrandes verläuft. In den Erläuterungen zu Blatt Suhl (Seite 131) wird sogar die Möglichkeit eingeräumt, daß der Thüringer Wald selbst in der Diluvialzeit stellenweise Gletscherbedeckung getragen habe.

Daß in Zeiten so intensiver Abtragung im Erosionsgebiete keine bedeutenden Sedimente sich bilden konnten, liegt auf der Hand. Es sind deshalb auch die diluvialen Schotter und Lehme auf die heutigen oder ehemaligen Flußtäler, die alluvialen Sedimente auf die unmittelbaren Talböden beschränkt. Dabei ist es natürlich, daß diese Ablagerungen im Gebirgsteil des Gebietes geringen Umfang erreichen, sich aber dort, wo die Bäche die tiefeingeschnittenen Gebirgstäler verlassen und mit Verringerung ihres Gefälles in das flache Vorland eintreten, zu weiten Schotterdecken ausbreiten. Besonders am Gebirgsrande bei Floh-Seligental und bei Asbach sind diese diluvialen Schotterdecken verbreitet und stehen bis zu einer Höhe von 25 m über den heutigen Flußläufen an. Sie bestehen ausschließlich aus Geröllen einheimischer Gesteine, unter denen die Porphyre vorherrschen. Diese diluvialen Schotter erreichen westlich von Asbach, wo mehrere Brunnen in ihnen abgeteuft worden sind, die beträchtliche Mächtigkeit von 10—20 m, die vielleicht auf ein Nachsinken des Lie-

genden infolge von Auslaugung der Salze und Gipse während der Zeit ihrer Ablagerung zurückzuführen ist. Weiter vom Gebirgsrand ist dann, wie BÜCKING in den Erläuterungen zu Blatt Schmalkalden (Seite 37) so anschaulich schildert, die feinere Flußtrübe, der Lehm, zum Absatz gelangt, wie wir ihn bei Näherstille finden. Auf das Vorkommen eines gelbbraunen Lehms bei Helmershof, der, aus feinen lettenartigen Partikelchen, Quarzkörnern und Glimmerblättchen bestehend, den Untergrund dieses Dorfes und von Struth bildet, will ich später noch zurückkommen.

Für die Oberflächengestaltung des Gebietes ist es von Interesse, in welch ungleicher Weise die quartäre Erosion auf die verschiedenen Gesteine gewirkt hat, wie sie sich in die weichen Sedimente, die Zechsteinletten oder rotliegenden Sandsteine und Schiefertone rascher einschnitt, die härteren Gesteine, wie Porphyre oder Dolomite herausmodellierte, und so den mannigfachen Wechsel von Berg und Tal schuf, der den Asbacher Bergen ihren besonderen Reiz verleiht. Auffällig ist auch der Unterschied zwischen den steilen Porphyrkuppen, wie sie Stillerstein, Dörnberg, Hirschberg, der südliche Kohlberg usw. zeigen, und den flachen Dolomitrücken des Hoherods und nördlichen Kohlbergs. Den Grund dafür bildet dieselbe Erscheinung, die die ebenen Muschelkalkrücken der Meininger Gegend geschaffen hat im Gegensatz zu dem welligen, tief erodierten Buntsandsteingelände von Wasungen und Schmalkalden, nämlich die Zerklüftung, Porosität und der Höhlenreichtum der Kalkgesteine im allgemeinen und des Riffdolomits im besonderen. Ihr zufolge versickern die atmosphärischen Niederschläge rasch in dem Kalkboden, so daß sie nur im Innern des Gesteins lösend und auswaschend wirken können, seine äußere Form aber wenig verändern.

An dieser Stelle möge noch auf die interessanten Niveauunterschiede des oberen Asbacher Tales und des Struther Grundes hingewiesen werden, die ihre Entstehung orographischen Verhältnissen der Diluvialzeit verdanken. Vor dem Beobachter, der von dem steilen Porphyrfelsen südöstlich des Meilers bei Helmershof nach Westen schaut, dehnt sich zwischen Rinderberg

und Kohlberg eine flache Talmulde, die von einem niedrigen Porphyrrücken in zwei Hälften geteilt wird. Diese nordwestlich, parallel dem Thüringer Walde, sich hinziehende Talmulde wird in eigenartiger Weise von dem tief eingesenkten Asbacher Tal in südwestlicher Richtung durchschnitten, setzt sich aber jenseits desselben nach SO zu in dem breiten Ebertsgrund fort. Dieser Gegensatz zwischen dem flachen Talbecken und dem tief eingeschnittenen, engen Asbacher Grund legt den Gedanken nahe, daß man es hier mit zwei verschiedenaltrigen Erosionstälern zu tun habe, von denen das erstere das ältere darstellt. Dafür sprechen auch die geologischen Verhältnisse. Im Helmershofer Grund finden sich auf der nördlichen Seite, vom Alluvium allerdings fast verhüllt, diluviale Schotter, auf der Südseite unter dem Dorfe dagegen eine tiefgründige Ablagerung eines gelbbraunen Lehms. Es ist nun, wenn wir diesen Lehm als Flußablagerung und nicht etwa als Löß auffassen, ganz undenkbar, daß irgend ein Bach auf dieser Höhe solche Lehmmassen in unmittelbarer Nähe des steilen Absturzes zum Asbacher Tal abgesetzt habe. Es muß der Lehm also älter sein als das Asbacher Tal und die Ablagerung eines Flusses bilden, der parallel dem Thüringer Walde durch Ebertsgrund und Helmershofer Grund geflossen ist. Diese ungewöhnliche Richtung ist vielleicht durch Auslaugungsvorgänge und Bodensenkungen des Zechsteins längs der Ebertsgrundverwerfung, die den Gewässern einen solchen nordwestlichen Weg wiesen, hervorgerufen. Auch die flachen Porphyrkämme des Helmershofer Tales deuten auf eine Einebnung durch fließende Gewässer. Auf einen Altersunterschied beider Talbildungen deutet ferner die Lage der diluvialen Schotter des Lautenbaches hin, die um 20—50 m tiefer liegen als die diluvialen Ablagerungen von Helmershof, endlich der gewaltige Durchbruch, den sich der Asbach zwischen den Porphyrfelsen des Hachelsteins einerseits und des Breitensteins andererseits geschaffen hat, und der jedem Beschauer den Gedanken nahelegt, daß diese Felsklippen vor noch nicht langer Zeit zusammengehangen haben. Daß der Ebertsgrund sich nach Entstehung

dieses Durchbruches so viel rascher vertieft hat als der Helmershofer Grund und so ein Nebental des Asbacher Tales geworden ist, während jener noch seine Gewässer nach dem Flohbach sendet, liegt in der Gesteinsbeschaffenheit begründet, indem die weichen Letten, Gipse und Kalke der Erosion bei weitem nicht den Widerstand boten wie die Porphyre des Helmershofer Tales. Ob die Entstehung dieses älteren Talbeckens in die Diluvialzeit oder das Ende der Tertiärzeit zu verlegen ist, kann nicht festgestellt werden, doch muß in Anbetracht der Zeit, die der Asbach dazu gebraucht hat, sich so tief in die harte Porphyrdecke einzuschneiden, ein ziemlich hohes Alter dafür angenommen werden.

Lagerungsverhältnisse.

Bei Betrachtung des geologischen Bildes der Gegend fallen die zahlreichen Unregelmäßigkeiten der Gesteinslagerung auf, die z. T. — wie im Rotliegenden und Zechstein — in der Entstehung und der Natur der Gesteine begründet liegen und deshalb bei deren Beschreibung besprochen wurden, zum größeren Teile aber durch nachträgliche Störungen bedingt sind, die meist mit dem Bau des Gebirges aufs engste zusammenhängen. Diese Dislokationen, so weit sie nachgewiesen und zeitlich ungefähr umgrenzt werden konnten, entfallen auf zwei getrennte Perioden der Erdgeschichte, auf das Perm und die Zeit vom jüngsten Mesozoicum bis zur Gegenwart. Im Perm, und zwar am Ende des Rotliegenden, ist neben einigen Verwerfungen jene tektonische Mulde entstanden, die schon anfangs erwähnt wurde und infolge deren die Aufeinanderfolge der einzelnen Glieder des Mittelrotliegenden auf so beschränktem Raume in so klassischer Weise zu beobachten ist. In die jüngeren Erdperioden dagegen gehören alle jene Störungen, die die Heraushebung des Gebirges über das Vorland veranlaßt haben oder dazu in Beziehung stehen, sowie die Auslaugungsvorgänge, die sich an jene Störungen anschlossen und bis in die Gegenwart andauern.

Dislokationen zur Zeit des Rotliegenden.

I. Faltung.

Es ist eine auffällige Erscheinung, daß die Gesteine des Rotliegenden mit ihren Eruptivdecken — wenigstens Unter- und Mittelrotliegendes — auf ein Gebiet beschränkt sind, das ziemlich genau den Grenzen des heutigen Thüringer Waldes entspricht. Am nördlichen und südlichen Rande des Gebirges ist teils durch Tiefbohrungen, teils durch natürliche Aufschlüsse (Kleiner Thüringer Wald), unter dem Zechstein das Cambrium, der Granit oder höchstens das Oberrotliegende in schwacher Ausbildung mit etwas Älterem Porphyr nachgewiesen worden. Es wird dadurch die Annahme nahegelegt, daß das Rotliegende des Thüringer Waldes mit seinen Eruptivgesteinen die Ausfüllung einer mächtigen Senke des varistischen Gebirges darstellt. Gerade diese Senke scheint eine besonders günstige Stelle der Erdrinde für vulkanische Eruptionen dargestellt zu haben. Die Gesteine dieser Senke, die ursprünglich, abgesehen von den mit ihrer Bildung und Natur zusammenhängenden Unregelmäßigkeiten, im großen ganzen in horizontaler Lage zum Absatz gelangten, bilden nun zwischen dem Ruhla-Brotteroder Glimmerschiefersattel und dem Auftauchen cambrischer Schichten im Südosten eine flache, nach Norden geöffnete Mulde, auf deren steilerem Nordwestflügel die Gesteine des Gesamtrotliegenden mit ca. 30° und einer Mächtigkeit von annähernd 4000 m nach der Muldenlinie bei Tambach zu einfallen. Ein so starkes und gleichmäßiges Einfallen völlig verschiedener Formationsglieder kann nicht auf ursprüngliche Unebenheiten der Lagerung bei Ausfüllung jener Senke zurückgeführt werden, sondern es muß tektonische Mulden- und Sattelbildung zur Erklärung herangezogen werden.

An diese Hauptmulde schließen sich mehrere Spezialmulden an, deren eine das behandelte Gebiet einnimmt. Im Gegensatz zu den anderen ziemlich selbständigen Spezialmulden ist diese Asbach-Rotteroder Mulde ziemlich eng an die Hauptmulde geknüpft und bildet auf derselben Muldenlinie gewissermaßen deren

verkürzte südliche Fortsetzung und randliche Umgrenzung gegen das Glimmerschiefergebirge der Gegend von Schmalkalden. Während westlich des Schmalkaldetales von Kleinschmalkalden über Seligental bis Reichenbach, am Waldhaus bei Schmalkalden und an anderen Stellen unter den jüngeren Schichten des Vorlandes der Glimmerschiefer zutage tritt, treffen wir an der Randflexur bei Seligental, Floh und Asbach schon Gesteine des Unter- und Mittelrotliegenden, die einander mit südöstlichem Einfallen überlagern. Zwischen der Randflexur und dem Schmalkaldetal muß also, von den jüngeren Formationen verdeckt, das Ausbeißen der rotliegenden Schichten stattfinden, und wir haben allen Grund, anzunehmen, daß mindestens der untere Teil des Mittelrotliegenden, ja wahrscheinlich auch noch Teile des Unteren Rotliegenden im Liegenden der Oberhöfer Schichten ehemals zum Absatz gelangt sind und sich vielleicht heute noch auf der Basis des Glimmerschiefers bis in die Nähe von Schmalkalden hinziehen. Östlich von Asbach bildet sich nun die erwähnte rotliegende Mulde aus. Die Annahme einer solchen Mulde erfordert nicht nur die Lagerung der verschiedenen Porphyrergüsse, die von Asbach bis westlich von Altersbach einer nach dem anderen unter jüngere Gesteine untertauchen, wie die Karte deutlich zeigt, sondern auch das ausnahmslos südöstliche Einfallen der Sedimente zwischen Floh-Asbach und der Linie Rotterode-Hirzberg. Besonders südlich des Käbachs, wo der Zusammenhang der rotliegenden Gesteine nicht durch postpermische Verwerfungen gestört ist, kann man das südöstliche Einfallen dieses Muldenflügels deutlich verfolgen. Dieses relativ steile Einfallen, das ca. 30° beträgt, beseitigt jeden Zweifel daran, daß wir es hier mit einer nachträglichen Faltung und nicht mit einer geneigten Ablagerung der Schichten zu tun haben. Westlich von Rotterode-Altersbach beginnt ein Wechsel des Einfallens sich bemerkbar zu machen, und wir gelangen auf den südöstlichen Muldenflügel, dessen Gesteine mit 20—30° nach NW zu einfallen. Besonders das Wiederauftauchen des Kombergporphyrs am Arzberg, den BÜCKING irrtümlich mit dem Heftebergporphyr identifizierte, zeigt

deutlich, daß wir uns östlich von Altersbach auf dem südöstlichen Muldenflügel befinden. Es folgen nun die Oberhöfer Schichten dieses Muldenflügels bis nach Steinbach, wo unsere Spezialmulde ihr Ende erreicht, indem sie teilweise von dem Auftauchen des Granits und des Unterrotliegenden längs der Randverwerfung abgeschnitten wird, teils, in allmählichem Übergange sich nach NO erweiternd, in die Hauptmulde und das Mittelrotliegende des Kanzlergrundes bezw. der Oberhöfer Gegend übergeht.

Das Verhältnis dieser Spezialmulde zu den rotliegenden Gesteinen, die nördlich der Linie Struth-Steinbach der Hauptmulde angehören, ist nicht völlig zu klären. Es scheinen die Porphyre auf beiden Muldenflügeln sich in die Porphyre zu beiden Seiten der Tambacher Mulde, die Sedimente der Altersbacher Gegend (das Hirzbergkonglomerat) in die mächtige Sedimentzone im Muldentiefsten südlich von Tambach fortzusetzen. Auch die Reste des Oberrotliegenden westlich von Rotterode sprechen für einen innigen Zusammenhang beider Mulden derart, daß unsere Mulde die Hauptmulde nach SW fast schließt. Den südlichen Muldenrand würde man wahrscheinlich schon in der Gegend von Springstille unter den Schichten des Vorlandes erwarten können. Andererseits tritt trotz dieses Zusammenhanges das Eruptivgebiet südlich der Linie Struth-Steinbach in Gegensatz zu der eruptivgesteinsfreien Zone nördlich davon, und zwar scheinen die Porphyre unseres Gebietes auf jenen Sedimenten aufzulagern, wie es bei Struth, Helmershof und im Ebertsgrund zu beobachten ist (siehe Taf. 2, Profile VII und VIII). Doch erscheint diese Auflagerung nicht vollständig, indem z. B. südlich des Lautenbaches ein Einfallen des Porphyrs unter jene Sedimente stattfindet, und auch im Wolfstal stellen sich einer solchen Erklärung Schwierigkeiten entgegen. Man wird wohl am besten ein Einschalten wenigstens des Kombergporphyrs in die Sedimente des Röderberges, Kernberges und Rudelshagens annehmen, die demnach in ältere, die Porphyre unterlagernde, und jüngere, die Porphyre bedeckende Sedimente zu teilen wären. Die übrigen Verschiedenheiten der Lagerung dieser Mulde und der Hauptmulde, insbe-

sondere die tiefe Lage des Oberrotliegenden bei Rotterode gegenüber dem des Salzkopfes läßt sich ja hinreichend durch das geringfügige spätere Absinken erklären, welches das Gebiet des Ebertsgrundes gegenüber dem Gebirgskern erlitten hat, und dem die Erhaltung des Zechsteins in dem behandelten Gebiete zu verdanken ist. — Es fragt sich nun, in welche Zeit wir die Bildung der Asbach-Rotteroder Mulde und damit zugleich der anschließenden Tambacher Hauptmulde verlegen müssen.

Bei Betrachtung der geognostischen Übersichtskarte von Thüringen fällt die Einmuldung auf, die das Triasvorland von dem Buntsandsteingebiet der Gegend von Ilmenau bis zur Keuperlandschaft von Gotha erlitten hat. Ihre Übereinstimmung mit der muldenförmigen Stellung des Rotliegenden im Gebirge ist so bestechend, daß man beiden die gleiche Entstehungszeit zuweisen möchte. Selbst das Einsinken der Liasschollen des Seebergs und von Eisenach scheint den Lagerungsverhältnissen des Thüringer Waldes zu entsprechen.

Und doch sprechen wichtige Gründe dafür, daß die Einmuldung der rotliegenden Gesteine v o r Ablagerung des Zechsteins stattgefunden hat.

Es deuten die schon mehrfach erwähnte Auflagerung des Oberen Zechsteins und des Buntsandsteins in der Gegend von Schmalkalden bis Liebenstein, ferner die Riffe von Liebenstein-Asbach im Süden und die von Kittelstal im Norden des Thüringer Waldes auf eine Insel des Zechsteinmeeres hin, die in ihrer Umrahmung ziemlich genau mit dem Glimmerschiefer-Granitgebiet von Ruhla-Steinbach-Brotterode zusammenfällt. Die Annahme liegt nun sehr nahe, in dieser Insel einen archäischen Sattel zu erblicken, der das Gegenstück jener Tambacher Hauptmulde bildet und zur Zechsteinzeit schon von der Decke rotliegender Gesteine befreit war. Auch die wahrscheinliche Vermutung, daß schon zur Zeit des Unter- und Mittelrotliegenden eine gewisse Erhebung hier bestanden habe, steht zu jener Auffassung nicht im Widerspruch, da die zahlreichen Eruptivgänge, die das archäische Gebirge durchsetzen, Zeugen einer ehemaligen

Überdeckung desselben durch rotliegende Eruptivgesteine sind.

Der zweite Grund für obige Annahme liegt in der diskordanten Auflagerung des Zechsteins auf den aufgerichteten rotliegenden Gesteinen des nordwestlichen Flügels der Asbach-Rotteroder Mulde. An keiner anderen Stelle des Thüringer Waldes sind auf dem Rotliegenden so umfangreiche Zechsteinpartien erhalten geblieben wie hier, und gerade hier läßt sich diese Diskordanz in so glücklicher Weise beobachten. Als annähernd horizontal gelagerte Decke (siehe Tafel 2, Profil II), legt sich der Zechstein vom Hainberg bis zum oberen Ebertsgrund, vom Komberg bis zum Hefteberg über die verschiedenen nach SO einfallenden Porphyrdecken und Sedimentzonen der Oberhöfer Schichten hin, ein deutlicher Beweis, daß deren Aufrichtung schon vor seiner Ablagerung geschehen sein muß.

Endlich scheint mir für derartige Gebirgsbewegungen zur Zeit des Rotliegenden noch der Umstand zu sprechen, daß Granit- und Glimmerschiefertrümmer zwar in den Konglomeraten des Mittelrotliegenden überaus verbreitet sind, in dem unteren Konglomerat des Oberrotliegenden aber, soweit die Tambach-Rotteroder Gegend in Betracht kommt, völlig fehlen. Es muß also das archäische bezw. altpaläozoische Gebirge, das zur Zeit des Mittelrotliegenden sicher auf großen Flächen rings um den Thüringer Wald freilag, gegen Ende dieser Zeit eine Lageveränderung erfahren haben, die es vor einer weiteren Abtragung eine Zeitlang schützte. Eine solche Lageveränderung würde eine Faltung der neugebildeten rotliegenden Schichten darstellen, wodurch Teile derselben, z. B. der Ruhlaer Sattel, zum Abtragungsgebiet, jene archäischen Flächen aber in ein Akkumulationsgebiet umgewandelt worden wären. Die Porphyrdecken, die während dieser Zeit von dem Ruhlaer Sattel abgetragen wurden, hätten danach die Konglomerate der Tambacher Mulde und der Gegend von Eisenach sowie das Oberrotliegende auf jenen archäischen und paläozoischen Flächen gebildet. Wie jene mächtigen Konglomerate beweisen, müssen zur Zeit des Oberrotliegenden bedeutende Porphyrdecken zerstört worden sein, und

es liegt nichts näher, als im Ruhla-Brotteroder Sattel mit den zahlreichen Eruptivgängen, den Überresten alter Ergußgesteine, den Ursprungsort der Gerölle anzunehmen. In das obere Konglomerat des Oberrotliegenden mischen sich dann schon Gerölle des Grundgebirges, ebenso wie diese sich in den Tambacher Konglomeraten der Eisenacher Gegend häufig einstellen, ein Zeichen, daß zur Zeit ihrer Bildung schon das archäische Grundgebirge wieder freigelegt war.

Wenn nun auch von den angeführten Gründen der erste und der letzte nicht als zwingende Beweise anzusehen sind, und eine andere Deutung der genannten Tatsachen möglich ist, so muß doch in Hinsicht des zweiten Punktes die Entstehung jener Spezialmulde und damit der Gesamtmulde mit Entschiedenheit in die Zeit vor Ablagerung des Zechsteins verlegt werden. Es würde danach die Zeit nach Bildung der Oberhöfer Schichten, wahrscheinlich vor Ablagerung des Oberrotliegenden in Betracht kommen. Eine solche Faltung vor Ablagerung des Oberrotliegenden, die vielleicht ein Nachklingen der obercarbonischen Faltung darstellt, würde auch die Diskordanz des Oberrotliegenden gegenüber den übrigen Gliedern dieser Formation erklären, wie sie nicht nur an vielen Stellen des Thüringer Waldes, sondern auch am Rande der Mansfelder Mulde u. a. O. auffällt. Auch in den Erläuterungen zu Blatt Ilmenau (Seite 163 unten) werden für die Zeit vor Ablagerung des Oberrotliegenden Lageveränderungen des Bodens angenommen.

Was die so auffällige Übereinstimmung zwischen der Mulde des Rotliegenden im Thüringer Wald und der Trias im nördlichen Vorlande anbetrifft, so kann ja in späterer Zeit der nördliche Teil des Gebirges auch an dieser jungen Einmuldung teilgenommen haben, die sich jener älteren so auffällig anschließt. Insbesondere weist die nach N weit geöffnete Tambacher Mulde auf eine solche Einwirkung hin.

II. Verwerfungen zu rotliegender Zeit.

Neben dieser Einmuldung der rotliegenden Schichten sind von besonderem Interesse solche Verwerfungen, die in die Zeit

des Rotliegenden zu verlegen sind, und die Beziehungen dieser Verwerfungen zu den postjurassischen Störungen, die den Thüringer Wald geschaffen haben.

Die Porphyr-, Porphyrit- und Melaphyrströme des Unter- und Mittelrotliegenden, die sich in der Senke des varistischen Gebirges zu mächtigen Eruptivdecken ausbreiteten, drangen durch die archäischen und paläozoischen Gesteine desselben auf zahlreiche Spalten empor. Daß diese Spalten zum größten Teil eine nordwestliche, also dem heutigen Thüringer Wald entsprechende Richtung hatten, deuten noch heute die zahlreichen Eruptivgänge an, die bei Ilmenau und Friedrichroda, besonders häufig aber zwischen Klein-Schmalkalden und Brotterode das archäische Gebirge oder das ältere Rotliegende durchsetzen. Sie stellen nichts anderes dar als die Wurzeln jener Deckengesteine, welche schon zur Zeit des Rotliegenden größtenteils der Abtragung zum Opfer fielen.

Es wäre nun eine recht sonderbare Erscheinung, wenn eine Zeit so gewaltiger Eruptionen von Gebirgsbewegungen befreit geblieben wäre und auf jenen Spalten keine Verschiebung der Gesteinsschollen stattgefunden hätte[1]). Daß derartige Verwerfungen nur an so wenigen Stellen noch nachweisbar sind, kann nicht wundernehmen bei der ursprünglich unregelmäßigen, übergreifenden Ablagerung der rotliegenden Gesteine, bei der weitgehenden Abtragung in permischer und postjurassischer Zeit und den späteren Störungen, die jene älteren Verwerfungen häufig verdecken.

Die Erscheinung, daß an einem Eruptivgang Schichtenbewegungen stattgefunden haben, ist bisher nur auf Blatt Ilmenau beobachtet. Dagegen ist am Nordrande dieses Blattes, an der Schwalbensteiner Wand, eine Verwerfung wahrscheinlich gemacht, die vor Ablagerung der oberrotliegenden Schichten das Unter- und Mittelrotliegende in gleiches Niveau gelegt hat[2]). Auch die diskordante Auflagerung des Inselsbergporphyres über

[1]) Siehe auch Erläuterungen zu Bl. Ilmenau S 163.

[2]) Siehe Erläuterungen zu Bl. Ilmenau S. 156.

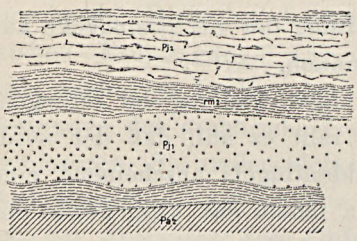
Granit und Goldlauterer Schichten auf Bl. Brotterode macht eine Verwerfung in mittelrotliegender Zeit wahrscheinlich, und ebenso scheint die Lagerung des Unteren und Mittleren Rotliegenden gegenüber dem Granit zwischen Steinbach-Hallenberg und Mehlis auf Störungen in rotliegender Zeit hinzudeuten.

An keiner der genannten Stellen ist jedoch das Vorhandensein einer Verwerfung zu rotliegender Zeit so unzweifelhaft und zugleich ihre Beziehung zu den postjurassischen Gebirgsbewegungen so interessant wie in dem behandelten Gebiet. Auch diese Feststellung ist nur der Erhaltung der Zechsteindecke auf dem rotliegenden Gebirge zu verdanken.

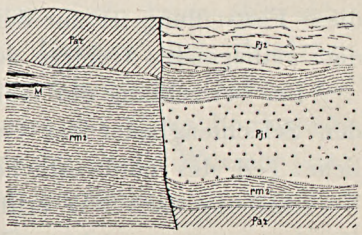
Bei Betrachtung der muldenförmigen Stellung der rotliegenden Schichtenglieder des Gebietes fällt es auf, daß der nördliche Teil des nordwestlichen Muldenflügels anscheinend eine Verschiebung nach NW erlitten hat, indem das Ausgehende des Kombergporphyrs nicht am Hoherod, wie bei normaler Lagerung zu erwarten wäre, sondern am Westhange des Kohlbergs anzutreffen ist. Zugleich damit erscheinen östlich von Asbach die jüngeren Porphyre, Hachelstein- und Heftebergporphyr, in das Niveau des Kombergporphyrs und seiner liegenden Sedimente gerückt. Dieser Umstand ist nur durch eine Verwerfung zu erklären, an welcher der nördliche Teil dieses Muldenflügels im Mittel um 300—400 m abgesunken ist. Die Störung beginnt im oberen Rechtal, erreicht schon an der Bommenden Eller die genannte Sprunghöhe und bildet westlich des Asbacher Tales die Randspalte. Während also bei Berücksichtigung der Lagerung nur des Mittelrotliegenden die Schichten nördlich dieser Verwerfung abgesunken sind, zeigt die Lagerung des Zechsteins längs derselben die umgekehrte Erscheinung. Schon der Zechstein des Rechtales liegt um fast 100 m tiefer als der des Hoherods, und nordwestlich des Asbacher Tales wird die Verwerfung, durch Wachsen dieses südwestlichen Absinkens auf ca. 300 m, zur Randverwerfung gegen das Vorland. Dieser Wechsel des Absinkens ist nur folgendermaßen zu erklären: Nach Ablagerung der verschiedenen Eruptivdecken und Sedimente der Oberhöfer

Schichten (Abbildung 2) ist an jener Linie der nördliche Teil der Schichten um einen Betrag abgesunken (bezw. der südliche gehoben), welcher der Niveaudifferenz der Porphyrdecken, vermehrt um das spätere Absinken des Zechsteins, entspricht (Abbildung 3). Während der Zeit des Oberrotliegenden ist dann der durch das erste Absinken geschaffene Höhenunterschied durch Abtragung wieder ausge-

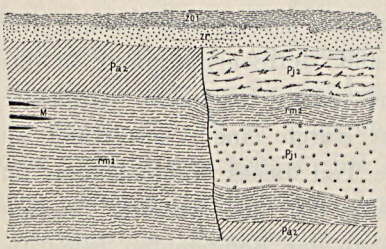
S Abbildung 2. N



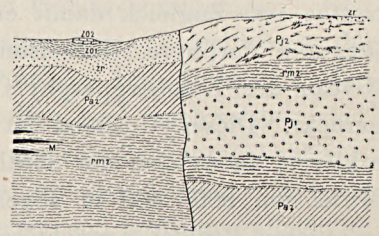
S Abbildung 3. N

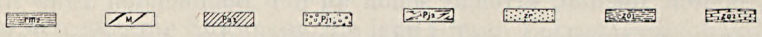


S Abbildung 4. N



S Abbildung 5. N





1 2 3 4 5 6 7 8

1 Mittelrotliegendes
2 Melaphyr
3 Kombergporphyr
4 Hachelsteinporphyr
5 Heftebergporphyr
6 Riffdolomit
7 Untere Letten
8 Plattendolomit

Maßstab für Längen und Höhen 1 : 5000.

glichen worden, so daß der Zechstein sich gleichförmig über die verschiedenen Gesteine nördlich und südlich der Verwerfung ausbreiten konnte (Abb. 4). In postjurassischer Zeit dann, als der Thüringer Wald sich als Horst aus dem Vorland heraushob, wurde diese alte Spalte wieder aufgerissen und als Randverwerfung ausgebildet, indem sich an ihr nun umgekehrt

ein Absinken der südlichen Gebirgsschichten vollzog, wie es ja dem staffelförmigen Abbruch des Gebirges zum südwestlichen Vorlande entspricht (Abb. 5).

Dabei ist es auffällig, daß die Floher Randverwerfung am Kohlberg in eine fast nördliche Richtung umbiegt, die sie bis zum Tambacher Wasser bei Seligental beibehält. Dieses unmotivierte Abbiegen von der Thüringer-Waldrichtung legt die Vermutung nahe, daß die jüngeren Gebirgsbewegungen auch hier der älteren Verwerfung gefolgt seien, daß also diese sich nördlich des Kohlbergs fortgesetzt habe. Für eine solche nördliche Fortsetzung der alten Spalte spricht besonders die fast nördliche Richtung des Hauptganges am Hunsrück, vielleicht auch die fast geradlinige Grenze zwischen Granit und Glimmerschiefer von Seligental bis Kleinschmalkalden[1]). Auch der Verlauf der jüngeren Randspalte nordwestlich des Tambacher Wassers steht in auffälliger Übereinstimmung mit der Richtung der Eruptivgänge, die hier den Glimmerschiefer durchsetzen, so daß auch hier an ein Wiederaufleben alter Spalten und Störungslinien gedacht werden kann.

Von diesem Gesichtspunkte aus erscheint für den gesamten Thüringer Wald die Frage von Interesse, inwieweit die jüngeren Gebirgsbewegungen am Rande des Gebirges und innerhalb desselben etwa ältere Störungslinien aus rotliegender Zeit reaktiviert haben. Vielleicht ist das mehrfache rechtwinklige Umbiegen der Randspalte, wie es besonders für den südwestlichen Rand des Thüringer Waldes charakteristisch ist, analog der Floher Störung auf solche Anpassung an ältere tektonische Linien des Rotliegenden zurückzuführen.

Wenn man eine Fortsetzung der rotliegenden Verwerfung längs der heutigen Randverwerfung nördlich des Kohlbergs annimmt, so erscheint die Frage wichtig, wie weit die Gesteine des Rotliegenden sich über diese Linie hinaus unter den Schichten

[1]) Siehe Kartenblatt Schmalkalden der geologischen Landesaufnahme von Preußen. In den Erläuterungen zu Bl. Schmalkalden ist auf dem Profil Nr. 1, S. 15 diese Grenze als Verwerfung aufgefaßt, ob mit Recht, mag dahingestellt bleiben.

des Vorlandes nach W zu fortsetzen. Es ist sehr wohl möglich, daß das nordöstliche Absinken der rotliegenden Gesteine und die darauf folgende Abtragung in oberrotliegender Zeit so stark war, daß zur Zeit der Ablagerung des Zechsteins westlich der Verwerfung schon das archäische Grundgebirge neben dem abgesunkenen Rotliegenden zutage trat, daß man also östlich von Weidebrunn bis an die Randverwerfung bei einer Tiefbohrung unter dem Zechstein das archäische Grundgebirge antreffen würde. Für eine solche Annahme spricht das Auftauchen des Granits sogar östlich dieser Verwerfung bei Floh und das schon erwähnte Zutagetreten von Glimmerschiefer bei Reichenbach. Der Eruptivgang, der hier den Glimmerschiefer durchsetzt, beweist deutlich, daß die Eruptivdecken des Rotliegenden sich bis hierher ausgedehnt haben und vor Ablagerung des Zechsteins abgetragen worden sind.

Ob auch andere Verwerfungen dieses Gebietes schon in rotliegender Zeit existiert haben, ist nicht festzustellen.

Obige Betrachtungen bestätigen fast wörtlich die Annahme, die in den Erläuterungen zu Bl. Ilmenau ausgesprochen wird: »Vor Bildung der Tambacher Schichten traten Lageveränderungen des Bodens ein sowie Abtragungen, durch die an die Erdoberfläche ältere Gesteine, und zwar recht verschiedenaltrige, wieder gelangten, die wenigstens zum Teil von jüngeren bedeckt gewesen waren.« Übereinstimmend damit muß auch die erste Anlage der Floher Störung in die Zeit nach Ablagerung der Oberhöfer und wahrscheinlich vor Bildung der Tambacher Schichten gelegt werden.

Tektonische Störungen jüngerer Zeit.

Mit der späteren Heraushebung des Thüringer Waldes als Horst gegenüber dem Vorland stehen alle Störungen im Zusammenhang, die jetzt betrachtet werden sollen. Eine genauere Altersbestimmung, wie sie E. Philippi[1]) für die Störungen am Großen Dolmar gelungen ist, ist hier unmöglich, da die für

[1]) E. Philippi: Über die präoligocäne Landoberfläche in Thüringen. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Bd. 62, Heft 3.

eine solche Untersuchung wichtigen Oligocänschotter sich im Gebiete nicht erhalten haben. Nur durch einen Rückschluß aus dem Präoligocänalter der Stockheim-Suhler Randverwerfung (PHILIPPI, Seite 355) kann man auch hier annehmen, daß die Randspalte schon vor dem älteren Tertiär angelegt worden sei, daß also auch der nordwestliche Teil des Thüringer Waldes schon damals als Gebirge bestanden habe. Doch muß dieses präoligocäne Gebirge in unserem Gebiete mindestens noch die Zechsteindecke getragen haben. Daß postoligocäne Verschiebungen den präoligocänen Störungen gefolgt sind, ist hier ebensowenig zu beweisen, und kann nur aus der tiefen Lage des Vorlandes gegenüber dem Horstgebirge, die auf ein jugendliches Alter dieser Niveauveränderung zu deuten scheint, geschlossen werden.

Diese postpermischen Verwerfungen sind teils auf das Vorland, teils auf das Gebirge beschränkt, oder sie bilden eine Strecke weit die Grenze zwischen beiden, um dann in das Gebirge oder Vorland hineinzusetzen. Diese letzte Erscheinung, also die Ablösung mehrerer paralleler Störungen in ihrer Eigenschaft als Randverwerfung, bedingt das fast rechtwinklige Vorspringen der Asbacher Berge in das Vorland, das schon in der Einleitung erwähnt wurde. Ein solcher winkliger Verlauf des Gebirgsrandes ist nicht auf das behandelte Gebiet beschränkt, sondern findet sich so häufig im nordwestlichen Thüringer Wald, daß man an zwei Störungsphasen denken könnte, in deren ältere diese nordwestlich gerichteten Verwerfungen entfallen, während die jüngere die endgültige Heraushebung des Thüringer Waldes umfaßt, die zwangläufig zum Teil auf den älteren nordwestlichen Spalten, zum Teil aber in mehr nördlicher Richtung erfolgte. Auf diese Weise würde sich der winklige Verlauf des Gebirgsrandes erklären lassen. Demgegenüber ist jedoch vorher gezeigt worden, daß der nördliche Verlauf des Gebirgsrandes vom Kohlberg bis Hohleborn wahrscheinlich durch das Vorhandensein einer älteren rotliegenden Spalte hervorgerufen ist, längs der sich nun auch das jüngere Absinken des Vorlandes in fast nördlicher Richtung vollzog. Es würden also hiernach die nördlich gerich-

teten Teile der Randverwerfung die älteren darstellen. Ziehen wir dazu die Beschränkung des Rotliegenden auf das Gebiet des Thüringer Waldes, ferner den nordwestlich gerichteten Verlauf der rotliegenden Eruptivgänge in Betracht, so erscheint die junge Heraushebung des Thüringer Waldes in einem ganz anderen Lichte. Sie tritt da in eine Abhängigkeit von paläozoischen Vorgängen, die PHILIPPI gar nicht erwähnt, auf die aber schon in den Erläuterungen zu Blatt Ilmenau (Seite 164) hingewiesen wird. —

Die bedeutendste Verwerfung des behandelten Gebietes ist die Steinbacher Randverwerfung, die bei Steinbach das Gebiet betritt und bis zum Ringberg die Grenze des Gebirges gegen das Vorland bildet. Sie ist an mehreren Stellen gut aufgeschlossen, so am Roten Rain bei Steinbach (gegenüber der Schule), wo sie steil gegen das Gebirge einfällt, ferner bei Altersbach am Bachrand und im Bahneinschnitt, endlich am Ringberg in dem von Mittelstille nach der Dörnbergswiese führenden Wege. Auch in ihrem übrigen Verlauf ist sie trotz der tiefen Porphyrüberrollung leicht festzustellen, teils an starken Quellen, die in beträchtlicher Zahl an den Erosionsschluchten auf ihr entspringen, teils an dem auffallenden Geländeknick. Dabei gehen die an 100 m steil abfallenden, mit Fichten und Buchen bestandenen Porphyrhänge des Stillersteins, Franzensbergs und Ringbergs unvermittelt in flache, sandige, mit Feldern oder Kiefernwald bedeckte Höhenrücken über, zwischen denen die Bäche träge dahinfließen. Besonders an der Steindelle und auf der Klinge ist dieser Geländeknick sowohl wie der Quellreichtum auffallend.

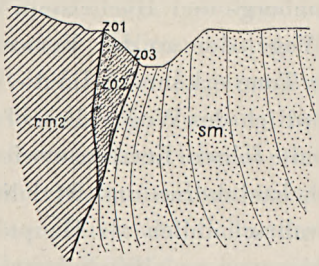
Die Sprunghöhe der Verwerfung ist wohl bei Steinbach am größten und beträgt über 500 m. Nach dem Ringberg zu wird sie geringer, und an Stelle des Mittleren Buntsandsteins, der bis zum Hirzberg auf ihrer Südseite eingesunken ist, tritt der Untere Buntsandstein. Bemerkenswert ist, daß diese Randstörung bei Steinbach und Altersbach deutlich als überkippte Flexur ausgebildet ist. Am Roten Rain bei Steinbach fällt der Mittlere Buntsandstein nach Norden unter den Granit ein, der hier nörd-

lich der Spalte auftaucht, nimmt etliche Meter südlich davon ein flacheres südliches Einfallen an und biegt dann plötzlich wieder in das nördliche Einfallen um. Es entsteht so eine liegende Mulde, die nur als der untere Schenkel der gerissenen Flexur aufzufassen ist. Ebenso läßt sich die Herausbildung dieser Mulde in dem Hohlweg südlich von Altersbach beobachten, wo die Schichten des Mittleren Buntsandsteins, die in dem Bahneinschnitt auf dem Kopfe stehen, ihr Einfallen allmählich verflachen und dann in ein nördliches Einfallen umbiegen.

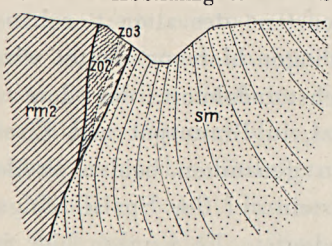
Durchschnitte durch die Randverwerfung im Bahneinschnitt bei Altersbach.

Angeordnet von W nach O. Maßstab für Längen und Höhen 1 : 2000.

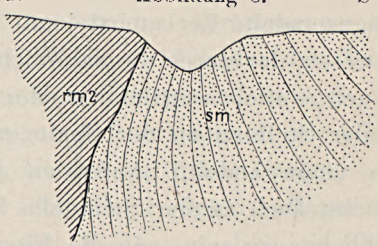
N Abbildung 6. S

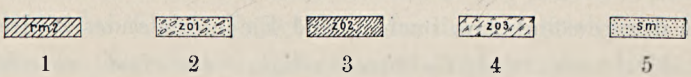


N Abbildung 7. S



N Abbildung 8. S





1 2 3 4 5

1 Oberhöfer Schichten des Mittelrotliegenden
2 Untere Letten
3 Plattendolomit } des Oberen Zechsteins
4 Obere Letten
5 Mittelbuntsandstein

Mit dieser gerissenen Flexur steht die Erscheinung im Zusammenhang, daß an zwei Stellen Zechsteinkeile auf der Spalte nachgewiesen worden sind, die nichts anderes als abgerissene Partien des verdrückten Mittelschenkels darstellen. Das eine der beiden Vorkommen ist beim Bahnbau südlich von Altersbach aufgeschlossen worden. Auf 340 Schritt läßt sich im Bahneinschnitt hier ein schmaler Keil Plattendolomit verfolgen, südlich und nördlich stellenweise von roten (Oberen) und blauen (Unteren) Letten begleitet, die gewissermaßen das Quetschmaterial bei dem Auswalzen des gerissenen Mittelschenkels gebildet haben (siehe Abb. 6 und 7). Der Durchschnitt der Abb. 8 liegt etwas östlich von dem der Abb. 7.) — Die andere, erst jetzt aufgefundene Zechsteinscholle liegt am Ringberg, gerade an der Grenze zwischen Komberg- und Hachelstein-Porphyr (s. Taf. 2, Prof. IX). In dem Wege, der an der Verwerfung entlangläuft, lassen sich hier blaue Tone erkennen, die die Unteren Letten darstellen und auf die nördlich des Weges dunkelbraune, stark umgewandelte zellige Dolomite folgen. Letztere erwiesen sich an Hand der aufgefundenen Muschelsteinkerne und Stylolithen als Zechsteindolomit, und zwar wahrscheinlich als Hauptdolomit. Die ganze Zechsteinpartie ist hier nur ca. 100 Schritt weit zu verfolgen. Wahrscheinlich ist der mehr oder weniger in Brauneisenstein umgewandelte Zechsteindolomit Gegenstand des alten Bergbaues gewesen, der durch die zahlreichen Pingen hier angedeutet wird. (Auch weiter westlich ist der Zechsteindolomit, der dort in steiler Stellung an der Spalte absetzt, in Braunspat und Eisenerz umgewandelt.) Außer an diesen genannten beiden Stellen scheint auch an der Steindelle Zechstein auf der Spalte hängen geblieben zu sein, wie die Flora andeutet. Es wurden hier inmitten des gewöhnlichen Buchen- und Eichenbestandes zahlreiche Wacholderbüsche und *Gentiana ciliata*. die fast ausschließlich auf Kalkboden wachsen, gefunden. Weitere Beobachtungen verhinderte die tiefgründige Porphyrüberrollung.

Am Ringberg, wo der Gebirgsrand plötzlich nach N umbiegt, verliert diese Spalte ihre bisherige Bedeutung als Randverwerfung und setzt mit weit geringerer Sprunghöhe in das

Vorland hinein. An ihrer Stelle vermittelt den Übergang des Gebirges in das Vorland eine mehr oder weniger steile Randflexur, die sich in nördlicher Richtung bis zur Floher Störung am Kohlberg fortsetzt und das Bindeglied zwischen den beiden nordwestlich gerichteten Verwerfungen in der bereits geschilderten Art darstellt. Dieser Randflexur ist das Auftauchen des Zechsteins bei Asbach zu verdanken. Am interessantesten ist sie in ihrem südlichen Teile, wo die Schichten des Unteren Zechsteins mit ziemlich flachem, die des Oberen Zechsteins mit steilerem Einfallen eine Mulde bilden, in deren Mitte sich eine Partie Unteren Buntsandsteins erhalten hat, und deren südlicher Flügel an der vom Ringberg kommenden Randverwerfung abgesunken ist (siehe Tafel 2, Profil VIII). Das Auftauchen des Plattendolomits auf den Feldern südlich dieser Sandsteinpartie, wo er als intensiv gelber Kalksand an den abgesunkenen Buntsandstein stößt, läßt auf solche Lagerungsverhältnisse schließen. Es liegt hier also dieselbe Erscheinung vor, wie am Nordrand des Gebirges östlich von Friedrichroda, wo der Plattendolomit unweit der Randflexur mitten im Buntsandstein wieder auftaucht. Auf der geologischen Karte von Schmalkalden ist diese Stelle wie die gesamte Flexur ziemlich schematisch behandelt, so daß die Abtrennung der Schichten des Zechsteins nicht nur hier, sondern auch nordwestlich von Asbach der Verbesserung bedarf. — Während im Süden der Flexur die Glieder des Zechsteins in steiler Stellung sich an den Gebirgsrand anlegen (in den Wegen läßt sich dies bei einiger Aufmerksamkeit gut beobachten), wird das Einfallen nach Norden zu immer flacher, und am Mühlberg hat die Flexur einer schwach geneigten Auflagerung der Zechsteinschichten Platz gemacht. Es deutet sich damit schon die Nähe der Floher Verwerfung an, die mit mächtigem Randbruch alle tektonischen Spannungen ausgelöst hat.

Die Floher Verwerfung beginnt, der alten rotliegenden Verwerfungslinie folgend, im oberen Rechtal, wo sie mit geringer Sprunghöhe (ca. 80 m) den Riffdolomit des Rechtals neben den Porphyr des Hoherods legt. Gegenüber der Bommenden Eller scheint sie, nach der Lage der Eisenkalkgrube gegenüber dem

Porphyr zu schließen, bajonettartig einzuspringen. Vom Rechtal bis zum tief eingeschnittenen Asbacher Tal (die Verwerfung ist hier stellenweise durch Vorkommen von Eisen- und Manganerzen ausgezeichnet) nimmt die Sprunghöhe stark zu und beträgt am Kohlberg mindestens 250 m. Diese bedeutende Sprunghöhe macht sich auch in dem Geländeknick so auffallend bemerkbar, daß es den Anschein hat, als ob der Porphyr dem Zechstein und Buntsandstein in Art einer Basaltkuppe aufgesetzt wäre. Diese Erscheinung hat die alten Schmalkalder Geologen Danz und Fuchs veranlaßt, den Porphyr für jünger zu halten [1]). Die Waldgrenze, die hier fast genau der Randverwerfung folgt, verstärkt den Gegensatz zwischen dem steil abfallenden felsigen Kohlberg und der flachen, mit Feldern bedeckten Buntsandsteinplatte, die ihm wie ein Tisch vorgelagert erscheint. — Hier am Kohlberg beginnt die Verwerfung nach N abzubiegen, so daß das Sandsteinvorland von Seligental und Hohleborn in weitem Bogen in das Gebirge vorspringt [2]). Auch beginnt am Kleinen Steinbach diese Störung, die bisher als reine Verwerfung ausgebildet war, in eine Flexur überzugehen, indem unter der schwach geneigt abgesunkenen Sandsteinplatte der Zechstein hervortaucht und mehr und mehr eine steile Lagerung annimmt. Südlich des Kleinen Steinbachs wird von dem Taleinschnitt unter dem Sandstein nur der Plattendolomit bloßgelegt, der mit ca. 15° nach SW einfällt. Nördlich davon jedoch — eigenartigerweise stößt im Tale selbst der Bröckelschiefer wieder an die Verwerfung, — legen sich die Schichten des Zechsteins, immer deutlicher zu verfolgen, steil aufgerichtet an die Spalte an. Das Einfallen des Plattendolomits beträgt auf der Höhe südlich von Floh, wo er in einem kleinen Steinbruch aufgeschlossen ist, ca. 70° nach O; die Schichten sind also, wie auch der gebogene Verlauf der Flexur andeutet, überkippt. Nach Floh zu legt sich sogar der Untere

[1]) Danz und Fuchs, Physisch-medizinische Topographie der Herrschaft Schmalkalden, Marburg 1848.

[2]) Ob hier am Kohlberg die gleiche Erscheinung stattfindet wie bei der Steinbacher Randspalte am Ringberg, nämlich eine Gabelung der Störung und eine Fortsetzung des südlichen Astes in das Buntsandsteinvorland in Richtung auf die Neue Mühle, ist aus Mangel an Aufschlüssen nicht festzustellen, doch läßt sowohl die Analogie mit der genannten Spalte als auch der von Binking auf Blatt Schmalkalden südlich Reichenbach angegebene Bröckelschiefer auf eine derartige Gabelung schließen.

Zechstein mit Kupferschiefer und Zechsteinkonglomerat an die Störung an, so daß die Flexur vollständig wird.

Zwischen Floh und dem Tambacher Wasser treten der Verfolgung der Randstörung insofern Schwierigkeiten entgegen, als hier zwei Verwerfungen vorzuliegen scheinen. Es treten nämlich die Unteren Letten zweimal auf, zu beiden Seiten des Riffdolomits vom Klinggraben, und zwar westlich davon mit normalem westlichen Einfallen, östlich davon in einem breiten, flachgelagerten Streifen. Blatt Schmalkalden ist auch an dieser Stelle in mehr als einer Beziehung korrekturbedürftig [1]). An der Verwerfung gegen den Granit hat sich nördlich des Klinggrabens eine Partie zum Teil in gelben Sand zerfallenen Dolomits erhalten, der petrographisch als Plattendolomit angesehen werden muß, obwohl seine Auflagerung auf den Letten nicht deutlich ist. Es könnte nun angenommen werden, daß die Letten von dem Riff gewissermaßen durchspießt werden, also zu beiden Seiten desselben eine einheitliche, durch Erosion getrennte Decke bilden, und nur eine Verwerfung, die Randverwerfung gegen den Granit, vorliegt. Dem glaube ich aber aus mehreren Gründen widersprechen zu müssen. Einmal erscheint es mir unwahrscheinlich, daß das Riff auf die lange Strecke vom Klinggraben bis Floh die Letten durchspießt, oder daß hier ein flacher Sattel vorliegt, dessen Kern der Riffdolomit bildet und zu dessen beiden Seiten die Lettenschichten abfallen. Sodann scheinen mir die Lagerungsverhältnisse südlich von Floh eine zweite Verwerfung anzudeuten. Auf dem Hainberg hat sich unweit des Mesodiabaszuges ein kleiner Rest Unteren Zechsteins mit Kupferschiefer und Zechsteinkonglomerat erhalten, der längs einer Verwerfung eingesunken ist. Südlich von Floh treten nun östlich des Ausgehenden der steilgestellten Zechsteinschichten, also scheinbar auf dem alten Gebirge, Erdfälle auf, die auf das Vorhandensein der Unteren Letten deuten, und zugleich zahlreiche Dolomitstücke, die kaum von dem Ausgehenden des Mittleren Zechsteins jenseits der Randflexur hierher verschleppt sein können. Wenn nun auch eine unzweifelhafte Klärung der Lagerungsverhältnisse auf dem von Wiesen bedeckten Gelände schwierig ist, so möchte ich doch

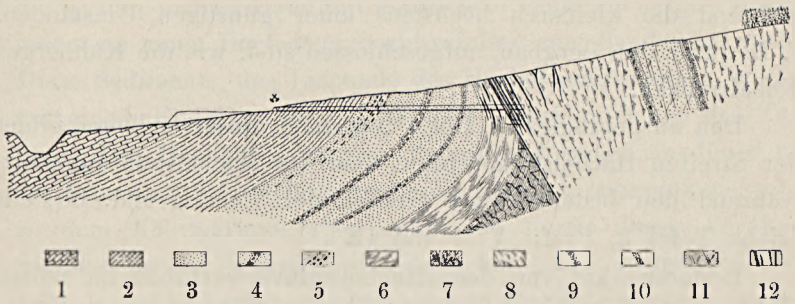
[1]) So z. B. hat Bücking den Riffkalk als Plattendolomit angesehen.

hier eine zweite Verwerfung östlich der Randflexur annehmen, die die Fortsetzung der oben erwähnten Verwerfung vom Hainberg bildet, und an der der Zechstein in flacher Lagerung bis zur Randflexur eingesunken ist. Diese Verwerfung würde dann nördlich von Floh die Randverwerfung zwischen den flach gelagerten Letten und dem Granit bilden, während die bisherige Randflexur sich in dem Abstoßen der steil aufgerichteten Letten und des Riffdolomits gegen diese flach gelagerte Lettenpartie fortsetzt und erst in der Gegend des Tambacher Wassers sich mit ersterer zu einer steilen Randflexur vereinigt. Für die Annahme einer solchen zweiten Verwerfung zwischen Riffdolomit und Letten scheint mir endlich der Umstand zu sprechen, daß das Riff vom Klinggraben bis Floh an der Grenze gegen die Letten metasomatisch in Eisenkalk umgewandelt ist, daß ferner ein Schwerspatgang hier auftritt, beides Erscheinungen, die in der Regel mit einer Verwerfung in Verbindung stehen. Die Sprunghöhe dieser Verwerfung ist nur als unbedeutend anzusehen. Zweifellos entspricht die genannte Auffassung weit mehr der Wirklichkeit als die bisherige Kartendarstellung, wenn ihre Richtigkeit auch nicht nachgewiesen werden kann, da die alten bergbaulichen Aufschlüsse verbrochen sind und anderweitige Aufschlüsse in dem von diluvialen Schottern und Wiesen bedeckten Gelände fast fehlen.

Erst nördlich des Tambacher Wassers werden die Lagerungsverhältnisse klarer. Hier gibt der zum Hunsrück führende Hohlweg einen guten Aufschluß durch die Schichten des Oberen Zechsteins; auch ist das Profil eines Stollens, der in den 50iger Jahren bis zur Randverwerfung getrieben wurde, erhalten. Danach treten vom Zechstein hier nur Plattendolomit und Obere Letten zutage, die in überkippter Stellung gegen den Glimmerschiefer stoßen (siehe Abbildung 9). Es liegt hier also wieder eine gerissene Flexur vor. Daß die Unteren Letten, unter dem Plattendolomit verborgen, vorhanden sind, darauf deutet ein kleiner Erdfall auf der Wiese nördlich dieses Hohlweges, ferner eine Partie blauer Letten, die in dem Bahneinschnitt nördlich des Plattendolomitzuges gefunden wurden. Die Rand-

flexur wird von einem Schwerspatgang und mehreren schwachen Eisensteingängen begleitet, die nach dem erhaltenen Profil teils im Plattendolomit, teils im Glimmerschiefer aufzusetzen scheinen. Nach Westen zu bildet der untere Schenkel der genannten Flexur eine flache Mulde, die den Unteren Buntsandstein umschließt und ihre tiefste Stelle schon unweit der Randflexur im Schmalkaldetal erreicht, während von da bis zur Stahlbergstörung die Schichten wieder sanft ansteigen. An ihr ist der Buntsandstein von neuem

Abbildung 9.
Profil durch die Randspalte längs des Hohlwegs zum Hunsrück nördlich von Seligenthal.
Maßstab für Höhen und Längen 1 : 3000.



1 Unterer Buntsandstein
2 Bröckelschiefer
3 Obere Letten (rot)
4 » » (blaugraue Bänke)
5 » » (rot u. blau m. Dolomit)
6 Plattendolomit
7 Untere Letten
8 Glimmerschiefer
9 Syenitporphyr, feinkörnig, dunkel
10 » , feinkörnig
11 » , körnig, hell
12 Schwerspat- und Eisensteintrümer.

in ein tieferes Niveau abgesunken. Es liegt hier also dieselbe Erscheinung im Großen vor, wie sie von der Flexur am Ringberg beschrieben wurde. Die Mulde setzt sich südlich bis in die Gegend zwischen Floh und Seligental fort, wo gleichfalls der Untere Buntsandstein östlich der Schmalkalde dem Zechstein auflagert, während schon am Schmalkaldeufer der Plattendolomit wieder hervortritt. Er bildet, unter den alluvialen Schottern verborgen, nördlich der Stahlbergstörung den Talgrund von Seligental, wie mehrere Erdfälle um den Ort und das frühere Versinken des Flusses unterhalb der Mühle andeuten.

Das rotliegende Gebirge zwischen der Randverwerfung und dem Ebertsgrund ist durch eine Anzahl paralleler Störungen in mehrere Horste und Gräben zerschnitten, an denen der Zechstein eingesunken und erhalten geblieben ist. Dabei ist es bemerkenswert, daß diese Lagerungsstörungen vorwiegend auf das Gebiet zwischen der Floher Verwerfung und dem Ebertsgrund beschränkt sind, während südlich derselben zwischen Komberg, Hirschberg und der Steinbacher Randverwerfung, soweit festzustellen ist, im großen ganzen regelmäßige Lagerungsverhältnisse vorliegen. Besonders zu beiden Seiten des tiefeingeschnittenen Asbacher Tales mehren sich die Verwerfungen, von denen nur die bedeutenderen über Tage nachgewiesen werden können, während die kleineren höchstens unter günstigen Umständen, z. B. durch den Bergbau, aufgeschlossen sind, wie die Kühberger Kobaltrücken.

Den ausgeprägtesten Horst innerhalb dieses Gebietes bildet der Streifen Hachelsteinporphyr, dem der Hachelstein angehört, während den bedeutendsten Graben der Ebertsgrund darstellt (siehe Tafel 2, Profil VIII und IX).

Ersterer wird von der »Hachelsteinverwerfung« im Süden und von der »Hoherodverwerfung« im Norden begrenzt. Die Hachelsteinverwerfung beginnt, allerdings recht schwer zu verfolgen, auf den Hoherodswiesen, wo sie den Heftebergporphyr des Hoherods mit dem aufgesetzten Riffdolomit neben den Hachelsteinporphyr legt. Auch weiter nach Westen ist sie schwer zu verfolgen und nur durch das unvermittelte Abstoßen des weitgehend zersetzten Hachelsteinporphyrs an dem Heftebergporphyr, wie es in dem um das Hoherod führenden Fahrweg zu beobachten ist, angedeutet. Südlich des Hachelsteins sind die Sedimente im Hangenden des Hachelsteinporphyrs in dessen Niveau gerückt. Oberhalb des Gasthauses Hachelstein ist die Verwerfung an einer kleinen Quelle im Walde zu erkennen; der Asbacher Dorfbrunnen, der dicht unterhalb des Hachelsteins auf der Wiese entspringt, scheint dagegen mit einer anderen, nicht nachweisbaren Spalte in Zusammenhang zu stehen. Im Asbacher

Tal muß sich die Hachelsteinverwerfung mit der Floher Verwerfung vereinigen.

Die nördliche Begrenzung des genannten Horstes bildet die Hoherodverwerfung, die auch erst dort mit Sicherheit nachzuweisen ist, wo sie die Grenze zwischen dem Hachelstein- und dem Heftebergporphyr bildet. Sie ist in dem um das Hoherod führenden Fahrwege gut zu erkennen an einem ca. 8 m breiten Streifen roten Sandsteins, der hier wahrscheinlich im Liegenden des Heftebergporphyrs nördlich der Spalte emportaucht, vielleicht aber auch nur eine verstürzte Sedimentpartie bildet. Am westlichen Abhange des Hoherods entspringen auf ihr einige kleine Quellen, ebenso dort, wo sie im Asbacher Tal die Straße kreuzt. Sie ist hier rechter Hand mit nördlichem Einfallen aufgeschlossen, indem an einen Hachelsteinporphyrfelsen rote Sandsteine stoßen. Diese Sedimente, das Liegende des Hachelsteinporphyrs, tauchen mit einem Einfallen von ca. 15—30° zu beiden Seiten des Tales unter dem Hachelsteinporphyr hervor und stoßen an dieser und der folgenden Verwerfung gegen die nördlich abgesunkene, schon zu dem Ebertsgrundgraben gehörende Partie dieses Porphyrs. Sie sind an der Westseite des Asbacher Tales weitgehend überrollt, lassen sich aber an einer starken Quelle erkennen, die dort entspringt, wo sie mit dem auflagernden Porphyr unter die Talsohle untertauchen. Ein ähnliches Aufsteigen dieser Sedimente wiederholt sich an mehreren Stellen des Asbacher Tales.

Nach der bisherigen Auffassung soll sich die Hoherodverwerfung jenseits des Asbacher Tales in dem Finsteren Tale fortsetzen. Ein einfacher Vergleich der Richtung dieser Verwerfung und der Porphyr-Sedimentgrenze im Finsteren Tale läßt jedoch schon eine zweite Verwerfung vermuten, die die erste ablöst. Durch eingehende Untersuchung der Talhänge konnte diese auch nachgewiesen werden, und zwar beginnt sie schon auf der östlichen Talseite, wo am Hange unweit einer Schleifkote die Sedimente unter dem Hachelsteinporphyr hervortauchen. Sehr gut ist sie westlich des Asbacher Grundes nachzuweisen, folgt hier jedoch nicht dem Finsteren Tale, wie BÜCKING annimmt,

sondern zieht sich am Kohlberg hinauf, an der Grenze des Hachelsteinporphyrs und der Sedimente kenntlich. Mit ihr steht sowohl der Geländeknick am nördlichen Hang des Kohlbergs wie auch der Riffdolomit in Verbindung, der sich längs dieses Geländeknicks bis fast auf den Gipfel des Berges verfolgen läßt, sich also im Schutz dieser »Kohlbergverwerfung« bis zu einer Höhe von 540 m erhalten hat. Blatt Schmalkalden ist auch an dieser Stelle korrekturbedürftig. Die erst erwähnte Hoherodverwerfung läßt sich westlich des Asbacher Tales nur an einer felsigen Partie Hachelsteinporphyr verfolgen, die als kleiner Keil dicht am Bachbett sich auf den liegenden Sedimenten erhalten hat. An eine abgestürzte Felspartie, wie sie im Asbacher Tal weiter südlich häufig auftreten, möchte ich hier nicht denken, da der Berghang bis weit hinauf von Sedimenten eingenommen wird. Die Kohlberg-Verwerfung fällt auffälligerweise genau in die Richtung der Kühberger Kobaltrücken, so daß sie die nordwestliche Fortsetzung der Hauptrückenbildung darzustellen scheint. Es müßte dann aber das Absinken, das an den Rücken nach S zu stattfindet, sich geändert haben. Vielleicht stellt sie auch nicht die Fortsetzung der Rücken selbst, sondern die von deren südlicher Begrenzung gegen den aufsteigenden Porphyr des Hoherods dar, welche nach dem Grubenprofil einen auffällig steilen Abfall nach N zeigt.

Nördlich der Kohlbergverwerfung mehren sich die kleinen Störungen, worauf schon die erwähnten Rückenbildungen schließen lassen. So scheint eine Verwerfung durch die Lagerungsverhältnisse zwischen Hachelsteinporphyr und Sedimenten am Nordhange des Kohlbergs, sowie durch den Niveauunterschied des Unteren Zechsteins im oberen Finsteren Tal, wo er durch alte Pingen aufgeschlossen ist, und am Berghang nördlich von Schöntal angedeutet zu werden. Sie ist auf der Karte wie in den Profilen nur als vermutete Verwerfung eingezeichnet.

Auf weitere Verwerfungen weist die Lagerung des Kupferschiefers und Unteren Zechsteins am Kohlberg nördlich der

Wasch hin. Hier hat ein südliches Absinken des Unteren Zechsteins gegenüber dem Hachelsteinporphyr stattgefunden.

Auch dicht oberhalb der Wasch am Bachrande ist eine Verwerfung aufgeschlossen, die allerdings mit den letztgenannten Störungen nicht in Einklang zu bringen ist. Es stößt hier der Hachelsteinporphyr nördlich der Verwerfung an rote Sandsteine, unter denen der Kombergporphyr hervortaucht. Es muß also hier der Teil nördlich der Verwerfung abgesunken sein. Mit dieser Störung stehen mehrere starke Quellen am Bachrand in Verbindung.

Nördlich davon beginnt das Störungsgebiet des Ebertsgrundes. Er stellt im großen ganzen eine breite tektonische wie orographische Senke dar, die die natürliche Grenze zwischen Asbacher Bergen und Gebirgskamm bildet. Sie ist nur im oberen Ebertsgrund als einfacher Graben kenntlich, im unteren Ebertsgrund, zwischen Hoherod-Verwerfung und Dürrer Stille, ist sie dagegen in eine Anzahl treppenförmig abgesunkener Schollen zerlegt. Die Verwerfungslinien, längs denen dieses Absinken erfolgt ist, entziehen sich in dem von Wiesen bedeckten Gelände häufig der Verfolgung. Auch wechselt das Absinken zu beiden Seiten dieser Verwerfungen nicht selten, so daß eine Identifizierung der verschiedenen Spalten erschwert wird.

Die wichtigste und ausgeprägteste derselben ist die Rotteroder Störung, die das Gegenstück zu der Steinbacher Randverwerfung bildet. Während jene die Grenze zum Buntsandsteinvorland darstellt, trennt diese die Asbacher Berge mit ihren steilen Porphyrkuppen, ihrer Zechsteindecke und wechselvollen Bewaldung von den eintönig steil zum Rennstieg aufsteigenden, mit Fichtenwald bedeckten Konglomeratrücken. Beide umgrenzen also das behandelte Gebiet und verleihen ihm seine tektonische Geschlossenheit.

Die Rotteroder Spalte betritt bei Steinbach das Gebiet, obwohl ihr Anfang hier nicht festzustellen ist. BÜCKING nimmt an, daß sie vom Roten Rain bei Steinbach ausgeht als Fortsetzung der Spalte, die hier die Gehrener von den Oberhöfer

Schichten trennt, und daß sie in Richtung des unteren Moosbachtales nach Rotterode sich hinzieht. Diese Annahme hat eine gewisse Wahrscheinlichkeit für sich; doch zeigt die Lagerung der Porphyre zwischen Arzberg und Köpfchen keinerlei Unregelmäßigkeiten, so daß ein Beweis dafür nicht zu erbringen ist. Vielleicht deutet die stark verruschelte Porphyrzone von nordwestlicher Richtung, die in dem Steinbruch im unteren Moosbachtale aufgeschlossen ist, auf die Nähe der Verwerfung. Erst dort, wo der enge Moosbachgrund sich zu dem Rotteroder Tal erweitert, findet sich ein Anhalt für das Vorhandensein einer solchen Verwerfung in der Verschiebung, die der Kombergporphyr nördlich des feuchten, nach Rotterode hinaufführenden Tälchens gegenüber dem des Arzbergs erlitten hat, und die in horizontaler Richtung ca. 200 m beträgt. Von diesem Umstande abgesehen, läge die Annahme näher, die Rotteroder Störung mit der Spalte zu vereinigen, die nördlich der Hallenburg den Hallenburgporphyr neben die Goldlauterer Schichten legt, sich nördlich des Köpfchens in dem wechselnden Einfallen der Oberhöfer Sedimente äußert und am Nordrande des Rotteroder Tales entlangzuziehen scheint. Eine Klärung der Lagerungsverhältnisse begegnet hier wie bei Steinbach großen Schwierigkeiten; vielleicht sind beide Spalten vorhanden und es findet ihre Vereinigung bei Rotterode statt. In den Schiefertonen des Rotteroder Grundes ist eine Verwerfung nicht nachzuweisen; erst die ziemlich starke Dorfquelle, die an der Wasserscheide oberhalb des Dorfes entspringt, deutet auf das Vorhandensein der Spalte hin. Jenseits der Wasserscheide, wo das Tal sich rasch zu dem wiesenbedeckten Ebertsgrund hinabzieht, ist die Verwerfung durch die Schollen von Oberrotliegendem gekennzeichnet, die sich südlich derselben erhalten haben, und die, wenn man sie mit dem Oberrotliegenden des Salzkopfes verbindet, auf ein Absinken um 70—100 m schließen lassen. — Westlich dieser Konglomeratschollen beginnt der Zechstein, der sich hier an der Südseite der Verwerfung erhalten hat. Das Ausgehende desselben ist auf der Wiese nicht genau festzustellen; erst am »Löchle«, wo ehemals Kobaltschürf-

versuche gemacht wurden, sind die Lagerungsverhältnisse klarer. Der Untere Zechstein legt sich am Südhange des Tales mit ganz flachem nördlichen Einfallen auf die Oberhöfer Sedimente, nimmt aber nach der Spalte zu eine steilere Lagerung an, so daß Mittlerer Zechstein, Untere Letten und Plattendolomit auf geringem Raume einander folgen. Aufschlüsse finden sich hier in den tiefen Wasserrissen. Auch die rotliegenden Schiefertone nördlich der Verwerfung deuten deren Nähe durch das steile südliche Einfallen (70—80°) an. Während diese Lagerungsverhältnisse am Nordrande des Tales auf eine weite Strecke dieselben bleiben, geht am Südhang die flache Auflagerung des Unteren Zechsteins in ein steiles Einfallen über, und es bildet sich der erwähnte Graben heraus, auf den ich später noch zurückkommen will. Die Rotteroder Verwerfung scheint am Südhange der Birkliete, dort, wo eine kleine Porphyrkuppe die tektonisch gleichwertigen Sedimente unterbricht, bajonettartig nach N einzuspringen. Sie ist hier überall an Hand der Erdfälle zu verfolgen, die sie an ihrer Südseite begleiten und im Walde am Südhang der Birkliete breite, tief eingesenkte Wasserbecken darstellen.

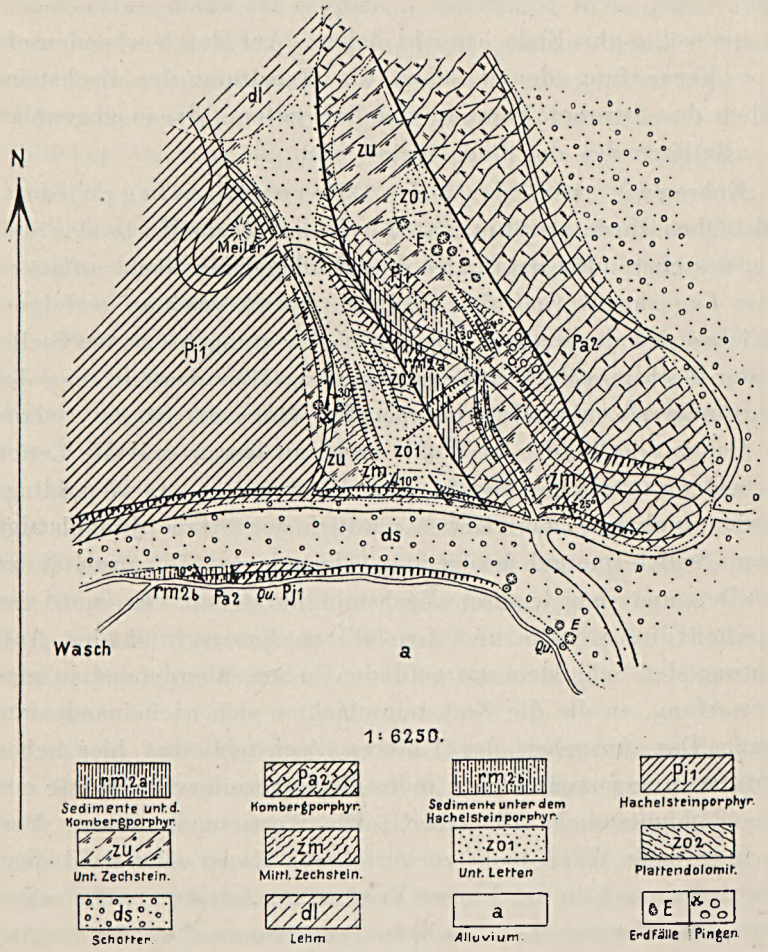
Der weitere Verlauf der Verwerfung wird nach W zu in dem Wiesengelände undeutlich; dort, wo sie das Tal kreuzt, beginnt ein Wechsel des Absinkens sich bemerkbar zu machen. Infolgedessen hat sich, während bisher der Zechstein im Süden der Verwerfung abgesunken war, im unteren Ebertsgrund nördlich derselben eine muldenförmige Zechsteinscholle erhalten. Diese ist im Osten dem Rotliegenden flach aufgelagert, nimmt aber am Tal der Dürren Stille ein steiles Einfallen an und bildet eine schwache Flexur heraus, deren Fortsetzung jenseits des Asbacher Tales die nördliche Helmershofer Verwerfung zu bilden scheint. Dort, wo die Rotteroder Verwerfung sich ungefähr mit der Richtung des Ebertsgrundbaches deckt, wird sie eine Strecke weit noch von den abgesunkenen Unteren Letten auf ihrer Südseite begleitet, während nördlich derselben an dem Wiesenhang der Untere Zechstein die rotliegenden Sedimente im Hangenden des Hachelsteinporphyrs mit flachem, nördlichen Einfallen über-

lagert. An der Walbachquelle, dort wo die Verwerfung die Straße zu kreuzen scheint, sind die Schichten zu beiden Seiten in annähernd gleiches Niveau gerückt, und es findet von da nach W der erwähnte Wechsel des Absinkens statt. Da hier der Hachelsteinporphyr unter dem Zechstein hervortaucht, ist der Verlauf der Verwerfung nicht genau festzustellen; erst im unteren Ebertsgrund gegenüber der Ziegelei an der Straßenböschung, wo der Untere Zechstein an der Nordseite der Verwerfung gegenüber dem Zechstein des Hoherods um 10—20 m abgesunken ist, ist die Störung wieder deutlich zu verfolgen. Ob sie sich jenseits des Asbacher Tales in der westlichen Helmershofer Spalte fortsetzt, ist wegen des erneuten Wechsels im Absinken nicht sicher, ist aber als wahrscheinlich anzunehmen, da es sich hier ja nur um geringe Sprunghöhen handelt.

Nördlich des Asbacher Tales geben die Aufschlüsse in den Hohlwegen zum Meiler wieder ein klares Bild der Lagerungsverhältnisse. An den beiden Helmershofer Verwerfungen, die, wie gesagt, anscheinend die Fortsetzung der Rotteroder Spalte und der nördlichen Ebertsgrund-Flexur bilden, hat ein treppenförmiges Absinken des Zechsteins um ca. 50 m nach S stattgefunden. Die Lagerungsverhältnisse sind hier um so mehr von Interesse, als auch Komberg- und Hachelsteinporphyr, die hier nur schwache Decken bilden, mit ihren liegenden Sedimenten an den Schichtverschiebungen teilgenommen haben. Man kann infolgedessen von W nach O auf eine Strecke von ca. 200 m: Hachelsteinporphyr, Unteren, Mittleren und Oberen Zechstein, Sedimente im Liegenden des Kombergporphyrs, Kombergporphyr, Sedimente im Liegenden des Hachelsteinporphyrs, Hachelsteinporphyr, Unteren, Mittleren und Oberen Zechstein und Kombergporphyr verfolgen (siehe Abbildung 10). Nördlich der Straße auf den Feldern wird der Verlauf der Verwerfungen undeutlicher. Die Letten, die im Walde noch durch Erdfälle kenntlich sind, lassen sich auf den Feldern nach Helmershof zu nur an schwachen Senkungen erkennen, und die Kupferschieferpingen, die sich im Walde zahlreich finden, sind auf den Feldern

Abbildung 10.

Verwerfungen am Meiler bei Helmershof.



verfüllt und nur durch die schwarze Bodenfarbe angedeutet. Wie weit die beiden verworfenen Zechsteinschollen sich unter dem diluvialen Lehm von Helmershof fortsetzen, ist nicht festzustellen, auch ist nördlich von Helmershof kein Anhaltspunkt für eine Fortsetzung der beiden Verwerfungen. Wenn jedoch auch die

Rotteroder Störung und die anderen zahlreichen Verwerfungen, die die Lagerung des Zechsteins im Asbacher Tal erkennen läßt, im Rotliegenden des Struther Grundes ihrer geringen Sprunghöhe wegen nicht festzustellen sind, so ist kaum anzunehmen, daß sie völlig ihr Ende erreicht haben. Auf das Vorhandensein einer Verwerfung deutet schon die Erhaltung des Zechsteins südlich des Struther Tales in ziemlich tiefem Niveau gegenüber dem Rotliegenden des Röderberges hin. —

Kehren wir nun wieder in den Oberen Ebertsgrund zurück. Oben wurde erwähnt, daß der Untere Zechstein an der Südseite des oberen Ebertsgrundes dem Rotliegenden flach auflagert. Diese Lagerungsverhältnisse sind eine Strecke weit zu verfolgen, entziehen sich dann aber völlig der Beobachtung bis zu der Stelle, wo der Zechstein die Landstraße kreuzt. Hier deuten schon der tiefgründig zersetzte Heftebergporphyr längs der Straße, sodann die Dolomitblöcke, die im Walde zerstreut liegen, und die Letten zu beiden Seiten der Straße eine Verwerfung an. Neuerdings wurden auch in einem Graben nördlich der Straße dünnplattige graue Schiefermergel beobachtet, die mit ca. 75° nach N zu einfallen und den Unteren Zechstein darstellen. Es muß also zwischen dieser Stelle und dem oberen Ebertsgrund eine Aufrichtung der Schichten stattgefunden haben, übergehend in eine Verwerfung, an die die Zechsteinschichten sich nacheinander anlegen. Das Ausgehen des Unteren Zechsteins hat hier schon Bücking angenommen, ohne indes die Lagerungsverhältnisse eingehender untersucht zu haben. Die Fortsetzung dieser Verwerfung nach W ist nicht zu verfolgen. Es ist sehr wohl möglich, daß sie sich in der Floher Verwerfung fortsetzt, wobei allerdings ein Wechsel des Absinkens angenommen werden müßte. Durch Schürfversuche wurde nachgewiesen, daß der Untere Zechstein in der durch das Rechtal führenden Straße ziemlich flach gelagert ist. Anderseits aber setzt sich auch das Absinken des Oberen Zechsteins im Ebertsgrund gegenüber dem Riffdolomit des Hoherods nach W fort, obwohl eine Verwerfung, an der dies Absinken stattgefunden hat, nicht festzustellen ist. Eine

Klärung der Lagerungsverhältnisse wird durch das inselförmige Auftauchen des Heftebergporphyrs und Unteren Zechsteins unter dem Riffdolomit an der Landstraße ziemlich erschwert. Ob dies Auftauchen an einer Verwerfung stattfindet, ist ungewiß und in dem wiesenbedeckten Gelände nicht nachzuweisen. Vielleicht bildet diese mutmaßliche Verwerfung die Fortsetzung der Hoherodverwerfung oder der Kühberger Kobaltrücken bezw. der südlichen Begrenzung des Zechsteins gegen den aufsteigenden Porphyr (siehe Seite 130). Auch in der Zechsteinscholle nördlich der Rotteroder Verwerfung wurde ein inselförmiges Auftauchen des Rotliegenden unter dem Zechstein beobachtet, anscheinend an einer kleinen Verwerfung.

Südlich der Floher Störung zeigen Rotliegendes und Zechstein ziemlich regelmäßige Lagerungsverhältnisse, obwohl manche Verwerfungen hier sich infolge Abtragung der Zechsteindecke der Beobachtung zu entziehen scheinen.

Im Berntal läßt Unterer und Mittlerer Zechstein, der sich hier in einer kleinen Partie erhalten hat, an seinem nördlichen Einfallen (ca. 15°) eine unbedeutende Verwerfung erkennen, die, als Kobaltrücken ausgebildet, in dem Schwerspatgang am Hirschberg ihre Fortsetzung zu finden scheint. Auch das Eisenkalkvorkommen der Bommenden Eller kann zu ihr in Beziehung stehen.

Es ist auffällig, daß hier im Berntal der Untere Zechstein ca. 480 m hoch liegt, während $^3/_4$ km südlich auf dem Dörnberg das Rotliegende, das doch aller Wahrscheinlichkeit nach früher vom Zechstein bedeckt war, eine Höhe von 624 m erreicht. Dieser Höhenunterschied von ca. 150 m ist weder durch ursprüngliche Niveauunterschiede zur Zechsteinzeit noch auch durch die unbedeutende Berntäler Verwerfung zu erklären, sondern es muß zwischen Berntal und Dörnberg eine Lageveränderung der Schichten stattgefunden haben. Auf eine solche weist auch die Lagerung der Heftebergporphyrergüsse südlich und nördlich des Lippers hin. Der ältere Erguß, der sich vom Dörnberg in das Lippers hinabzieht, taucht erst im Berntal wieder

auf, hat also anscheinend eine horizontale Verschiebung von ca. $^1/_2$ km erlitten. Ebenso läßt die Lagerung des jüngeren Ergusses nördlich und südlich des Lippers sowie das Verschwinden der beiden Ergüssen eingelagerten Sedimentzone im Lippers auf eine Verwerfung schließen, die der Richtung des Tales ungefähr folgt, und an deren Nordseite ein Absinken des Porphyrs stattgefunden hat. Dieses Absinken müßte im unteren Lippers bei weitem größer gewesen sein als im oberen Lippers. Eine derartige Verwerfung ist allerdings aus Mangel an Aufschlüssen nirgends nachzuweisen; auch läßt nur der Heftebergporphyr solche eigentümlichen Lagerungsverhältnisse erkennen, so daß auf der Karte die Einzeichnung der Verwerfung unterblieben ist.

Vielleicht ist die Fortsetzung dieser mutmaßlichen Verwerfung in der Störung zu suchen, die südlich der Bommenden Eller das Tal kreuzt. Schon die Sedimente, die an der Bommenden Eller unter dem Riff auftauchen, zeigen ein ungewöhnliches südwestliches Einfallen von ca. 25°; ebenso deutet die scheinbare westliche Verschiebung des Hachelsteinporphyrs und die fast geradlinige Grenze des Riffdolomits an der Bommenden Eller eine solche Verwerfung an, längs deren der nördliche Teil abgesunken ist. Auch sie scheint sich im Riffdolomit in den Eisenkalk- und Schwerspatvorkommen des Kombergs fortzusetzen und mit der Floher Störung sich im Asbacher Tal zu vereinigen.

Im Vorlande können nur zwei größere Störungslinien nachgewiesen werden, andere mögen sich infolge der Gleichförmigkeit des Unteren Buntsandsteins der Beobachtung entziehen.

Die nördlichste dieser Störungen ist die Fortsetzung der Steinbacher Randverwerfung. Bücking hat sie in ihrem westlichen Verlauf von Heßles bis zum Pfaffenbach westlich des Schmalkaldetals festgestellt und spricht auch schon die Vermutung aus[1]), daß diese Verwerfung sich über das Gespring nach dem Ringberg fortsetze und in die Randverwerfung übergehe. Die genaue Untersuchung im vergangenen Sommer, die durch neue Aufschlüsse begünstigt wurde, bestätigte diese Ver-

[1]) Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. zu Berlin 1884, S. 553.

mutung. Wenn auch dicht am Ringberg der Zusammenhang der Randverwerfung mit der ins Vorland setzenden Störung infolge der Porphyrüberrollung und der Senkungsvorgänge im Oberen Zechstein nicht klar festzustellen ist, läßt sich diese Verwerfung auf den Feldern östlich der Bohrmühle deutlich verfolgen in dem Abstoßen des zu gelbem Sande zersetzten Plattendolomits gegen den Unteren Buntsandstein. Nach W zu ist sie von den diluvialen Schottern des Asbacher Tales verdeckt und entzieht sich im Buntsandstein der Verfolgung; doch scheint die Quelle im oberen Leimbach auf ihr zu entspringen. Erst im Schmalkaldetal wird sie wieder durch das Auftauchen des Bröckelschiefers am Gespring bei Weidebrunn und die starken Quellen des Gesprings angedeutet. Bei Ausschachtungen, die im vergangenen Sommer zur Untersuchung des Grundwasserspiegels ca. 50 Schritt oberhalb des Quellbassins auf der Wiese unternommen wurden, erteufte man unter der ca. 5 m mächtigen Schotterdecke den Bröckelschiefer. Bei genauer Untersuchung des steilen Wiesenhanges wurde auch hier unter dem Buntsandstein der Bröckelschiefer festgestellt, der gerade den Quellen gegenüber am Buntsandstein abschneidet. Diese Umstände sprechen ebenso wie das nördliche Einfallen des Unteren Buntsandsteins am Steilhang nördlich der Quellen für das Vorhandensein einer Verwerfung, an der der Bröckelschiefer im Norden gegen den Buntsandstein im Süden stößt. In einem Gutachten von Prof. Dr. GÄRTNER aus Jena über die Gespringquellen der Stadt Schmalkalden wird sogar behauptet, daß »in der Tiefe des Quellbassins der Zechstein in Form des Zellenkalkes bloßliegt«. Es ist wohl möglich, daß diese Beobachtung bei einer Reinigung des Quellbassins gemacht wurde, obwohl gegenwärtig nichts davon zu sehen ist. Daß der wasserführende Plattendolomit und die Unteren Letten nördlich der Verwerfung bis zum Gebirgsrand in geringer Tiefe unter dem Buntsandstein verborgen sind, wird durch die zahlreichen Erdfälle östlich von Weidebrunn angedeutet. Einer derselben, das sogenannte Reichenbacher Loch oberhalb der Neuen Mühle im Schmalkaldetal, steht mit dem

Gespring in unterirdischer Verbindung, wie durch Färbversuche nachgewiesen worden ist (siehe Seite 170); auf seinem Boden soll sich nach dem Gutachten von Gärtner Zellenkalk des Zechsteins gefunden haben. Für die Quellverhältnisse des Gesprings ist die Feststellung der genannten Verwerfung von nicht geringer Bedeutung. Westlich des Schmalkaldetales wird sie erst im Pfaffenbach durch das Einsinken des Mittleren Buntsandsteins wieder kenntlich und scheint sich bei Heßles mit der Schmalkalder Störung zu vereinigen.

Die Schmalkalder Störung stellt die zweite Verwerfungszone dar, die das Vorland durchsetzt. Auch sie ist westlich des Schmalkaldetales von Heßles bis zum Rötberg schon von Bücking kartiert worden, ebenso hat er schon das Auftreten des Plattendolomits bei Näherstille, der mit dieser Störung zusammenhängt, sowie den Mittleren Buntsandstein am Schloßberg bei Schmalkalden kartiert. Doch war der Verlauf der Störung zwischen Rötberg und Stillertal noch recht unsicher. Bücking nahm an [1]), daß am Schloßberg der Mittlere Buntsandstein von dem Unteren durch diese Verwerfung getrennt sei. Die Untersuchungen im vergangenen Sommer, die durch einen Aufschluß begünstigt wurden, zeigten jedoch, daß der Mittlere Buntsandstein nördlich der Verwerfung dem Unteren Buntsandstein mit steilem Einfallen aufgelagert ist, und daß südlich derselben wie bei Näherstille der Plattendolomit zutage tritt. An dem Wege zum Schloß Wilhelmsburg, gegenüber dem Bergrevieramt, wurden bei Anpflanzungen gelbbraune Dolomitstücke gefunden, auf die bergabwärts blaue und rote Letten, zum Teil mit Dolomiteinlagen folgen. Auch am Renthofsteich konnten bei Grabungen solche Dolomitstücke zutage gebracht werden. Es muß der Plattendolomit sich also unter den Schottern des Stillertales von Näherstille bis zum Schloßberg hinziehen. Bei Ausschachtungen am Schloßberg gegenüber dem Gesellschaftshaus Erholung konnte auch die Grenze des Bröckelschiefers gegen den Unteren Buntsandstein festgestellt werden, der ihn hier mit

[1]) Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. zu Berlin 1880, S. 89.

10° NNO-Streichen und 35° westlichem Einfallen überlagert. Auf die Verwerfung deuten auch die Quellen des Renthofteiches, des Neuen Teiches und einiger kleiner Wasserbecken in Schmalkalden, die in Richtung dieser Verwerfung liegen. Östlich von Näherstille verliert sich die Verwerfung im Buntsandstein und taucht wieder unter die Schotter des Stillertales, so daß eine Verfolgung unmöglich ist. Auch westlich von Schmalkalden im Pfaffenbach sind die Lagerungsverhältnisse, soweit sie auf Blatt Schmalkalden zur Darstellung gelangt sind, recht unklar; eine neue Untersuchung hat hier noch nicht stattgefunden. Vielleicht hängt mit dieser Verwerfung ein Schwerspatgang zusammen, der im Buntsandstein am Rötberg oberhalb des Neuen Teiches bei Ausschachtungen angetroffen wurde; vielleicht auch die schwache Soolquelle 300 m westlich von der Haltestelle Reiherstor in Schmalkalden, die BÜCKING in den Erläuterungen zu Blatt Schmalkalden (Seite 25) erwähnt. Eine Verwerfung von nordöstlicher Richtung, wie sie BÜCKING zur Erklärung der starken Quellen des Schmalkaldetales annimmt, erscheint mir höchst unwahrscheinlich.

Das Auftauchen des Plattendolomits am Schloßberg im Verein mit den Ergebnissen der Schmalkalder Salzbohrung am Bad, die den Plattendolomit in ca. 4 m Tiefe unter der Talsohle angetroffen hat, lassen schließen, daß er zusammen mit Oberen Letten, Bröckelschiefer und Resten des Unteren Buntsandsteins in geringer Tiefe den Untergrund der Stadt Schmalkalden bildet (siehe Tafel 2, Profil VII). Die Soolquellen am Bad und der Bröckelschiefer, der im Eichelbach (Profil VI) unweit davon auftaucht (— auf der alten Karte von DANZ und FUCHS ist hier sogar Zechsteindolomit verzeichnet —), machen eine zweite Verwerfung wahrscheinlich, an der der Buntsandstein des unteren Schmalkaldetales gegenüber dem Zechstein abgesunken ist. Auch die starke, temperierte Süßwasserquelle im Siechenteich am Bahnhof deutet auf eine Spalte hin. Es würde demnach die Stadt Schmalkalden mit ihren schwachen Soolquellen auf einem Zechsteinhorst stehen.

Gebirgsbewegungen infolge von Auslaugungsvorgängen im Oberen Zechstein.

Im Anschluß an die jüngeren tektonischen Störungen haben sich Auslaugungsvorgänge in den Salzen und Gipsen des Oberen Zechsteins abgespielt, die für die Oberflächengestaltung des behandelten Gebietes sowohl wie des ganzen südwestlichen Gebirgsrandes von Bedeutung sind und sich bis in die Gegenwart fortsetzen.

Während im unteren Werratal bei Vacha, in der Vorderrhön und an anderen Stellen des Vorlandes, wie ältere und neuere Tiefbohrungen und bergbauliche Aufschlüsse gezeigt haben, die deszendenten Salzlager des Oberen Zechsteins in einer Mächtigkeit von 150—230 m[1]) anstehen, nähern wir uns auf der Linie Salzungen-Wasungen schon der Auslaugungszone und dem Bruch- und Senkungsgebiet, das infolge der Auslaugung entstand. Wir finden hier überall, wie z. B. die neuen Tiefbohrungen bei Frauensee nachgewiesen haben und die zahlreichen runden Seen der Gegend, ehemalige Erdfälle, über Tage andeuten, das Steinsalzgebirge in wilder Zerklüftung. Nähern wir uns dem Gebirge, so mehren sich die Anzeichen der Auslaugung, teils in der tiefen Lage dieses Vorlandes, teils in den Soolquellen der Salzunger Gegend, von Wahles und Schmalkalden (Analyse siehe Seite 172). Hier stehen wir aber auch schon unmittelbar am Ausgehenden des Oberen Zechsteins, der an der Störungslinie Näherstille - Heßles - Liebenstein zutage tritt und nördlich dieser Linie unter der Decke des Buntsandsteins zwar noch mächtige Gipsstöcke, indes keine oder mindestens keine nennenswerten Salzlager mehr führt. Zwischen der Gespringverwerfung und dem Gebirgsrand fallen die zahlreichen tiefen Erdfälle auf, die auf die fortschreitende Auslaugung der Gipse hindeuten. Nicht nur der Buntsandstein, sondern in noch höherem Maße der Obere Zechstein befindet sich hier in einem Zustand völliger Zerklüftung, wie das häufig

[1]) E. Zimmermann, Geologie des Herzogtums Sachsen-Meiningen S. 405 und 406.

wechselnde Einfallen andeutet. Diese Lagerungsstörungen sind besonders deutlich am Ringberg, wo der Plattendolomit zwischen den Oberen Letten mehrere Male ohne jeden Zusammenhang auftaucht, eine Erscheinung, die nur auf Auslaugungssenkungen und -brüche zurückzuführen ist.

Während die Fortführung der Gipse jedoch nur beschränkte Einsturzbewegungen zur Folge hat, muß die Auslaugung der Salze eine gewaltige Senkungszone längs des Gebirgsrandes geschaffen haben (E. ZIMMERMANN beziffert a. a. O. die Senkung auf ca. 200 m). Diese Senkungszone scheint mir das Werratal auf der Strecke von Wernshausen bis Salzungen darzustellen. Es ist auffällig, wie sich das verhältnismäßig enge Tal bei Wernshausen zu einem breiten, orographischen Graben erweitert, der sich zwischen der Vorderrhön und dem Gebirgsrande bis Salzungen und darüber hinaus, nachdem die Werra ihn verlassen hat, in die Gegend von Marksuhl fortsetzt. Vielleicht haben Verwerfungen in Richtung des Werratales die Auslaugung hier begünstigt. Es möge nur darauf hingewiesen werden, daß die Fortsetzung der Viernauer Störungen sich ungefähr mit dem Werratale deckt. Auch BÜCKING nimmt eine Verwerfung im Werratal zwischen Wernshausen und Frauenbreitungen an[1]). Diese Senkungsvorgänge scheinen die Richtung des Werralaufs beeinflußt und vielleicht auch zu der Abzapfung der oligocänen, südwestlich gerichteten Flußläufe[2]) beigetragen zu haben.

Der tiefen Lage des Vorlandes von Fambach, Herrenbreitungen, Immelborn gegenüber fällt die Höhe des Gieselsberges nördlich von Schmalkalden auf, der, im ganzen Werratal sichtbar, zusammen mit seinen südlichen Nachbargipfeln das Senkungsgebiet nach Osten zu abschließt. Während dieses nördlich von Frauenbreitungen die mittlere Meereshöhe von ca. 330 Metern hat, erreicht die Buntsandsteinkuppe des Gieselsberges eine Höhe von 656,3 m, übertrifft also noch die höchsten Por-

---

[1]) Erläuterungen zu Bl. Schmalkalden S. 34 Anm.

[2]) Zeitschr. d. Deutschen Geol. Ges., Band 62, Heft 3: E. PHILIPPI, Über die präoligocäne Landoberfläche in Thüringen, S. 398 und 399.

phyrgipfel der Asbacher Berge. Diese auffällig hohe Lage des Vorlandes, die schon bei Danz und Fuchs erwähnt wird, kann meines Erachtens nur durch ursprüngliches Fehlen der Unteren Zechsteinletten mit ihrem Salzlager unter dem Buntsandstein des Gieselsberges erklärt werden. Während die Trias des Vorlandes von Frauenbreitungen, Barchfeld usw. infolge Auslaugung der Salze nachsank, konnten hier keine solchen Senkungsvorgänge stattfinden, und wir treffen den Buntsandstein des Gieselsberges noch in derselben Lage, die er durch die postoligocänen tektonischen Bewegungen erhalten hat. Es kommt auf diese Weise die alte Glimmerschieferinsel des Oberen Zechsteins in der heutigen Oberflächengestaltung wieder zum Ausdruck.

Erz- und Mineral-Lagerstätten.

Mit den zahlreichen Störungen, die das alte Gebirge durchziehen, steht in engstem Zusammenhange der große Mineralreichtum des behandelten Gebietes, der den ehemals so blühenden Bergbau bei Asbach und Steinbach-Hallenberg hervorgerufen hat. Es handelt sich dabei fast ausschließlich um die Ausfüllung von Spalten, die entweder selbst Verwerfungen darstellen oder doch größere Verwerfungen begleiten, mit Kobalterzen, Eisen- und Manganerzen oder Schwerspat. Auch die nicht in Gestalt von Spaltenausfüllungen auftretenden Erzlagerstätten, wie die metasomatischen Eisenkalknester und der Kupferschiefer, scheinen sich in ihrer Entstehung eng an Spalten anzuschließen bezw. nur an solchen bauwürdig gewesen zu sein.

I. Der Kupferschiefer.

Der Kupferschiefer ist in dem behandelten Gebiete in der Regel sehr arm, ja fast frei von Erz. Nur in der Nähe von Kobaltrücken, am Kühberg, an der Birkliete, im Ebertsgrund und im Berntal führt er, nach den Resten des alten Bergbaues zu schließen, größere Erzmengen. Auf den alten Halden finden sich dort als Einsprengungen im Kupferschiefer Kupferkies, Bleiglanz und Fahlerz. Der Kupferkies ist besonders häufig auf den Halden

an der Birkliete, wo er teils in feinsten Partikelchen gleichmäßig dem Schiefer eingesprengt ist, teils ihn in schmalen Streifen und Putzen oder in größeren Linsen durchzieht. Manche Schieferstücke sind so erzreich, daß man von einer Kupfertresse reden kann. Nach DANZ und FUCHS soll auch Buntkupfererz vorgekommen sein. An Stelle des Kupferkieses tritt hier und im Ebertsgrund nicht selten Bleiglanz auf, gleicherweise im Gestein fein verteilt oder in dünnen Streifen mit Kalkspat zusammen. Viel häufiger und an allen oben erwähnten Punkten verbreitet ist ein lichtgraues Fahlerz, das sich bei der chemischen Untersuchung als ein kupferreiches Arsenfahlerz mit 7,4 % Arsen, wenig Antimon und Wismut und Spuren von Silber erwies. Es findet sich besonders nesterartig in Kalkspat eingewachsen oder mit Brauneisen, Kalkspat, Schwerspat und Schiefertrümmern zusammen auf feinen oder breiteren Klüften, die den Schiefer durchsetzen und vielfach mit Harnischen verbunden sind. Es scheint demnach in seinem Vorkommen besonders eng an die Rückenbildungen gebunden zu sein. Auch in den dickbankigen, schwarzblauen Dolomiten, die sich auf den Berntäler Halden finden und wahrscheinlich als Dachstein (= »Dachklotz«) aufzufassen sind, tritt auf Klüften und in Linsen häufig solches Fahlerz auf. Als Verwitterungsprodukt von Kupferkies und Fahlerz sind Malachit und Kupferlasur häufig.

Der Bergbau auf diese Kupfererze reicht nachweislich in das 16. Jahrhundert zurück. Die älteste Aufzeichnung darüber[1]) besagt, daß 1519 Georg Pfarrherr und Konsorten die Berggerechtigkeit im Kühberg von Hessen verliehen bekamen. Dies Kupferbergwerk im Kühberg scheint erst 1576, als eine neue Gewerkschaft hier und an der Birkliete einen intensiveren Abbau vornahm, guten Ertrag gebracht zu haben[2]). Nach GEISTHIRT soll eine Schleifkote oberhalb des Hachelsteins in eine Kupferschmelzhütte verwandelt worden sein, in der auch einige Zentner Kupfer, der Zentner mit 5 Lot Silber, erschmolzen worden sind.

[1]) Stadtarchiv Marburg, Urkunden der Herrschaft Schmalkalden.
[2]) GEISTHIRT, Historia Smalkaldica I, S. 22.

Nach dem Bericht von Oberbergrat Richter über die bergbaulichen Verhältnisse auf dem Blatte Tambach[1]) sollen im Ebertsgrund zwei Kupferhütten gestanden haben. Der Standort der einen kann noch an den grünen Kupferschlacken erkannt werden, die sich an der Birkliete dicht neben den alten Halden finden. In den Akten des Bergrevieramts wird erwähnt, daß die Kupfererze nach Ilmenau verkauft worden seien, der Zentner mit $1^3/_4$ Talern. Auf den alten Bergbau an der Birkliete weisen die zahlreichen Pingen sowie die Reste eines vom Ebertsgrund nach der Birkliete getriebenen Wasserstollens hin.

Am Kühberg ist der Kupferbergbau besonders im Ausgehenden der Zechsteinformation am westlichen Bergabhang umgegangen, wie die zahlreichen Pingen und die auf den Halden verstreuten erzführenden Kupferschieferstücke bezeugen. Erst später hat hier der Kobaltbergbau eingesetzt. Auch dem Kühberg gegenüber, auf der Südostseite des Kohlbergs oberhalb Schöntal, ist 1680 eine Mutung auf Kupferschiefer erteilt worden. Mehrere Schachtpingen und zwei Schürfstollen sind die Reste dieses Bergbaues, der jedenfalls wenig Erfolg gehabt hat. Auch westlich von diesem Punkt ist durch einen Pingenzug unter dem Riffdolomit der Kupferschiefer, der hier an der Kohlbergverwerfung gegen den Porphyr abgesunken erscheint, angefahren worden. Nachrichten über diesen Bergbau, der nach den vorhandenen Resten nicht unbedeutend gewesen sein mag, sind nirgends aufzufinden. Bergbau hat auch in den verworfenen Zechsteinpartien zu beiden Seiten der nach Helmershof führenden Straße stattgefunden, wie eine Anzahl Kupferschieferpingen andeuten. Obwohl die Lagerungsverhältnisse das Auftreten von erzhaltigem Kupferschiefer und Kobaltrücken sehr wahrscheinlich machen, scheint der Bergbau, nach dem Haldenmaterial zu schließen, hier keine Erfolge gebracht zu haben. Nachrichten darüber fehlen ebenfalls.

[1]) Im Besitz der Geologischen Landesanstalt zu Berlin.

II. Die Kobaltrücken.

Von größerem Interesse sind die Kobaltrücken des Kühberges, der Birkliete, des Ebertsgrundes und des Berntales. Sie sind als die letzten, von der Erosion verschonten Reste eines größeren Kobaltgangreviers anzusehen, das mit den bekannten Rückenbildungen von Schweina, Kamsdorf und Richelsdorf die größte Ähnlichkeit zeigt und wohl auch zur gleichen Zeit wie diese entstanden ist.

Am bedeutendsten sind die Kobaltrücken am Kühberg. Zwischen Hachelstein- und Heftebergporphyr zieht sich, wie die anliegende geologische Karte zeigt, eine Sedimentzone hin, die am nördlichen Bergabhange von dem Unteren Zechstein überlagert wird, während nach Süden zu, auf dem Heftebergporphyr, das Riff aufsitzt. Diese Gebirgspartie, Rotliegendes und Unterer Zechstein, hat an einer Anzahl in Stunde 9—10 streichender, nach SW einfallender Verwerfungen ein im großen ganzen treppenförmiges Absinken nach SW erlitten. Die Stärke dieses Einfallens wechselt der Regel nach öfter an einem und demselben Sprung, so daß dieser neben fast seigeren auch fast horizontale Partien aufweist. Die Sprunghöhe der Flözschichten, die durch den Abstand der verworfenen Teile des Kupferschieferflözes am deutlichsten wird, beträgt einige Meter, selten steigt sie über 10 m. Der verhältnismäßig plastische Kupferschiefer zeigt an diesen Sprüngen eine deutliche Schleppung, wie winklig gebogene Schieferstücke auf den Halden andeuten. Eine eigentümliche Erscheinung[1]) an diesen Sprüngen ist, daß zuweilen selbst bei flachem Einfallen »das hohe Flöz im Hangenden und das tiefe Flöz im Liegenden (des Verwerfers) sich finden; wo dann z. B. das Grauliegende, ja selbst der Porphyr über den Zechstein sich hingeschoben zeigt«. Es scheint hier eine Art Überschiebung gemeint zu sein, obwohl eine solche aus den Profilen nicht ersichtlich ist.

[1]) Bericht von R. Fulda im Jahre 1840 an Kurfürstlich Hessische Oberberg- und Salzwerksdirektion.

Jene Sprünge sind, allerdings nur soweit sie das Rot- bezw. Grauliegende begrenzen, erzführend und stellen die sogenannten Kobaltrücken dar[1]). Sie werden von einer Anzahl paralleler Klüfte gebildet, von denen die am Hangenden und Liegenden am deutlichsten sind und nicht selten spiegelige Flächen besitzen. Die zwischen den Klüften eingeschlossene Gangmasse besteht, wie auch das Haldenmaterial zeigt, meist aus Nebengesteinstrümmern, die in lettige, bituminöse oder eisenschüssige Ablösungsmassen eingebettet oder von Kalkspat, dem gelegentlich Schwerspat eingewachsen ist, umhüllt sind. Die Mächtigkeit dieser Zone soll mitunter bis 9 m betragen, an anderen Stellen aber bis auf eine schmale Kluft sich auskeilen. Fast nie tritt die spätige Gangart auf größerer Erstreckung als Gangmasse auf und erreicht nur in wenigen Fällen 1 m Mächtigkeit. Meist findet sie sich nesterweise und in Trümern zwischen dem die Gangausfüllung bildenden Gebirgsgestein, dringt aber auch in Trümern in das Nebengestein ein.

Die Erzführung bestand vorzugsweise aus gutem Speiskobalte, der nur selten mit einer Zersetzungsrinde von rotem und gelbem Erdkobalt umschlossen war. Gelber und schwarzer Erdkobalt kamen für sich allein an solchen Stellen vor, wo die Rücken bedeutende Spuren von Zersetzung zeigten, waren aber meist sehr mit Nebengestein verunreinigt. Rotnickelkies war eine höchst seltene Erscheinung, ebenso Kupferlasur. Ob Fahlerz auf den Rücken häufiger auftrat, geht aus keiner Revierbeschreibung hervor, doch wird in allen Berichten stets »Kobold« und »Kupferertz« auseinandergehalten. Danach scheint in der oberen Zone nahe dem Kupferschiefer auch Fahlerz auf den Rücken sich gefunden zu haben, wie es von Schweina und Kamsdorf geschildert wird.

Die stärkeren Anbrüche kamen gewöhnlich nesterweise vor; Erzpartien von gangförmiger, mit den Salbändern des Ganges

[1]) Folgende Angaben sind teils den Akten des Bergrevieramts, teils der Revierbeschreibung von Oberbergrat Richter (im Besitz der Geol. Landesanstalt) entnommen.

paralleler Begrenzung fanden sich zwar auch, jedoch nur in beschränktem Maße. In alten Grubenberichten werden Erzfälle von $3^1/_2$ Lachter Länge, $6^1/_2$ Lachter Höhe erwähnt. Am häufigsten zeigte sich der Kobalt in unregelmäßigen Trümern, welche das Ganggestein durchsetzten und zuweilen auch auf kleine Erstreckungen in das Nebengestein eindrangen. Verstreute Einsprengungen von Kobalt waren häufiger im aufgelösten Gebirgsgestein als im Kalkspat vorhanden, die derberen Anbrüche dagegen besonders da, wo auch spätige Gangart anzutreffen war. Ein frisches Aussehen der letzteren sowie des Gang- und Nebengesteins überhaupt war auch hier wie anderwärts gewöhnlich mit dem örtlichen edlen Verhalten der Rücken vergesellschaftet. Auch waren die seigeren Partien der Rücken erzreicher als die flachen.

Die Ausdehnung der Anbrüche nach der Teufe zu war nicht bedeutend, ca. 6—8 m, nur ausnahmsweise bis gegen 14 m. Auch waren edle Anbrüche oft von tauben Stellen unterbrochen.

Der bedeutendste Rücken, sowohl in der Längen- und Teufenausdehnung wie in der Erzführung, ist der Siegmundsstern, der meist ein ziemlich flaches Einfallen zeigt. Er ist in seiner ganzen Länge vom Bergbau aufgeschlossen. In seinem oberen Teile trennt er Grauliegendes und Zechstein, in seinem unteren Teile Porphyr und Grauliegendes. Im Westen des Ganggebietes, wo überhaupt der Erzreichtum nach Zahl und Beschaffenheit der Rücken am größten war, scharen sich ihm nach der Teufe zu und im Streichen zwei edle liegende Nebentrümer an. Nächst dem Siegmundsstern ist der bedeutendste Rücken der sogenannte Nördliche Rücken, der ebenfalls nur im westlichen Grubenfelde sich edel erwies. Er hat ein ziemlich seigeres Einfallen und teilt sich nach der Teufe zu in zwei Trümer. Die anderen Rückenbildungen, Wilhelmsrose und Friedrich-Wilhelms-Lust, waren nur zeitweise von einiger Bedeutung (vgl. Tafel 4).

Wie die anliegende Übersichtskarte zeigt, decken sich die Kühberger Rücken in der Streichrichtung fast genau mit der Kohlberger Spalte, die den Hachelsteinporphyr gegen die rot-

liegenden Sedimente in seinem Liegenden hat absinken lassen. Wenn auch hier ein Wechsel des Absinkens angenommen werden müßte, liegt doch die Annahme sehr nahe, daß die Kühberger Rücken nur die östliche Fortsetzung dieser Spalte darstellen, die sich hier in eine Reihe kleiner Verwerfungen auflöst. Sie würden also auch in der Zeit ihrer Entstehung von dieser abhängig sein.

Was die Herkunft der Erze anbelangt, so entsteht auch hier die Streitfrage, ob dieselben aus dem Kupferschiefer stammen und in den Spalten sich konzentriert haben, oder erst von diesen aus in den Kupferschiefer gelangt sind. Bei der Beantwortung dieser Frage ist vielleicht der Umstand von Bedeutung, daß auch am Köllchen in der Nähe von Seligental, unweit der Stahlbergstörung, wo nach der Bücking'schen Kartierung der Untere Zechstein fehlt, sich rückenartig zwischen Unteren Letten und Plattendolomit auftretende Fahlerze zusammen mit Eisenerzen reichlich gefunden haben. Ziehen wir ferner das Auftreten von Malachit in den Brauneisenerzen des Stahlbergs sowie den schwachen Arsengehalt der Mommeler Eisenerze und der Liebensteiner Stahlquelle in Betracht, so scheint die Erzführung eher thermalen Ursprungs zu sein. Kupfererz (Malachit) findet sich auch am Roten Rain bei Steinbach, wo Granit und Melaphyr, die hier an der Randspalte emportauchen, von mehreren schwach kupferkiesführenden Quarztrümern durchsetzt werden.

Das Alter des Kühberger Bergbaues reicht, wie auf Seite 145 erwähnt wurde, nachweislich bis in den Anfang des 16. Jahrhunderts zurück. Doch wurden damals nur die im Kupferschiefer längs der Rücken und im oberen Teil derselben auftretenden Kupfererze, also besonders Fahlerz, gewonnen, da die Verwendung des Fahlerz vortäuschenden »Kobolds« zur Blaufarbenfabrikation noch nicht bekannt war. Erst im Anfang des 18. Jahrhunderts trat neben der Kupfererzgewinnung der Kobaltbergbau auf den Rücken oder »Wechseln« in den Vordergrund und brachte den Kupfererzbergbau bald zum Erliegen. Die erste urkundliche Verleihung auf Kobalt neben Kupfer fand 1722 statt,

Die Baue, die von kleinen Haspelschächten aus betrieben wurden, hatten, besonders im Frühjahr, unter großen Wasserschwierigkeiten zu leiden, die auch später stets das Übel des Kühberger Bergbaues bildeten. Mehrere Gewerkschaften lösten sich mit wechselndem Erfolge ab, ließen das Werk aber nach Gewinnung einiger Zentner Kupfer- und Kobalterze meist wieder wüst liegen. 1763 übernahm der hessische Staat, der wegen seiner Blaufarbenfabriken zu Carlshafen und Schwarzenfels, die das Kobalterz verarbeiteten, von jeher diesem Bergbau großes Interesse entgegengebracht hatte, den Betrieb, stellte ihn aber auch bald darauf wegen Mangels an Anbrüchen wieder ein. 1780 wurde der Bergbau wieder aufgenommen, und zwar von einer größeren Gewerkschaft, die anscheinend über bedeutende Mittel verfügte. Sie dehnte die Baue bedeutend aus, ließ unter Aufsicht eines von Schweina berufenen Steigers den oberen Kühberger und den Kotegrabener Stollen treiben und hatte das Glück, reiche Kobaltmittel, besonders am Siegmundssterner Hauptrücken, zu erschroten. Damals wurde zur Wasserlösung der tiefe Ulrichstollen in der Sohle des Asbacher Tales angesetzt. In dieser Zeit kam es trotz der kostspieligen Ausrichtungsarbeiten auch zur Verteilung einer geringen Ausbeute. Die Aufbereitung der Erze fand damals in einem kleinen Pochwerk unterhalb des Kühberges statt. Gegen Ende des 18. Jahrhunderts waren die edlen Mittel schon wieder abgebaut, und der Bergbau wurde nur noch unter dem Druck und mit Unterstützung der hessischen Regierung aufrecht erhalten, die die Kobalterze für ihre Farbwerke brauchte. Die Ereignisse des Jahres 1806/07 brachten diesen Betrieb zum völligen Erliegen. Die letzte Betriebsperiode dauerte von 1828—1847. Anfangs wurden auf dem Siegmundssterner Hauptrücken, der Wilhelmsrose und dem Nördlichen Rücken nicht ungünstige Aufschlüsse gemacht, es wurde im Asbacher Tal ein großes Pochwerk, die sogenannte Wasch, errichtet und reiche Erzschliche gewonnen. In den Grubenberichten wird von pochwürdigem Grauliegenden und scheidewürdigen Kobalttrümern gesprochen. 1835 waren noch 11 Voll-

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

häuer und 4 Grubenjungen beschäftigt. Damals wurde der tiefe an der Wasch gelegene Ulrichstollen, der zur Wasserlösung die tiefsten Baue unterfahren sollte, bis auf 140 m im dichten Porphyr (Hachelsteinporphyr) erlängt. Doch waren die Anbrüche nach einigen Jahren wieder erschöpft, die Wasserschwierigkeiten mehrten sich ständig, und es kam 1840, nachdem das Defizit auf mehrere 1000 Taler gestiegen war, zum Verkauf des Bergwerks an den hessischen Staat. In dem Bericht, den der damalige Bergrevierbeamte E. Fulda dem Staat über die Kühberger Gangverhältnisse übersandte, und dem vorzugsweise vorstehende Angaben entnommen sind, werden die Kühberger Rücken größtenteils als abgebaut angesehen. Es wird darin auf das Revier südöstlich im Ebertsgrund aufmerksam gemacht, in dem die Untere Zechsteinformation noch fast unverritzt anstehe. Der wirtschaftliche Niedergang des Jahres 1848 wird aber wohl damals schon seine Schatten vorausgeworfen haben, denn 1847 wurde der Bergbau hier endgültig eingestellt, nachdem alle vorhandenen Erzanbrüche völlig abgebaut waren.

An den Kühberger Bergbau erinnern im Westen des Gangreviers, oberhalb der Wasch, wo der älteste und ergiebigste Bergbau stattgefunden hat, zahlreiche Schachtpingen und die Halde des oberen Kühberger Stollens. Im südöstlichen Grubenfelde findet sich im Kotegraben, einer vom Asbacher Tal zum Hoherod ansteigenden Schlucht, die Halde des Kotegrabener Stollens, der, rechtwinklig zum Gangstreichen getrieben, den Siegmundssterner Hauptgang bei 192 m Länge angefahren hat (siehe Tafel 4, Profil B). Von ihm aus sind längs dieses Rückens Flügelörter nach Westen und Osten getrieben worden von 264 und 144 m Länge. Auch der jüngste tiefe Ulrichstollen an der Wasch, der ganz im Hachelsteinporphyr steht, ist noch erhalten.

Auf dem genannten Profil ist die Lagerung des Rotliegenden von den Alten falsch aufgefaßt. Das sogenannte Grauliegende setzt sich als Rotliegendes zwischen dem liegenden Hachelsteinporphyr und dem hangenden Heftebergporphyr fort. Auffällig

ist der steile Absturz des Porphyrs am südlichen Rand der Mulde, wie ihn das Profil wiedergibt.

Über die Gangverhältnisse im Berntal (am Westfuß des Heftebergs), wo an einer nordwestlich streichenden Verwerfung eine Partie Unteren und Mittleren Zechsteins eingesunken ist, liegen keine Berichte vor. Nach den auf den Halden liegenden Schieferbergen zu schließen, führte der Kupferschiefer und Dachstein hier reichlich Fahlerz auf Klüften und in Linsen. Selbst größere Stücke Speiskobalt mit Schiefertrümmern und Kobaltblüte, die auf Rückenbildung deuten, wurden noch aufgefunden. Wahrscheinlich ist die unbedeutende Verwerfung, die den Zechstein gegen Rotliegendes und Porphyr abgrenzt, als Rücken ausgebildet.

Die ersten aktenmäßigen Nachrichten[1]) über diesen Bergbau stammen aus dem Jahre 1738; doch muß die Grube schon damals seit Jahren gebaut worden sein, da von der Aufwältigung alter Schächte gesprochen wird. Damals ließ eine Schmalkalder Gewerkschaft unter einem Richelsdorfer Steiger nach Kobalterzen graben. Zum Versand gelangten drei verschiedene Sorten Erz, guter, geringer und Hornkobalt, die von den hessischen Farbwerken zu Sophienau gekauft wurden. Doch scheint die Güte der Erze zum Teil recht fraglich gewesen zu sein, da ständig Klage über Fälschung derselben mit Hornstein (wohl Porphyr) geführt wurde. 1742 wurde dieser Bergbau ungefähr gleichzeitig mit dem älteren Kühberger Bergbau eingestellt, vielleicht wegen Wasserschwierigkeiten. Zu Anfang der 90er Jahre des vergangenen Jahrhunderts ließ ein Unternehmer auf Grund von Erzählungen alter Bergleute die verbrochenen Stollen wieder aufwältigen, wobei die alten Baue sich noch gut erhalten zeigten. Doch wurde nirgends eine Spur Erz mehr gefunden.

Die Reste alten Bergbaues sind hier im Berntal noch ziemlich bedeutend. Neben mehreren tiefen Schachtpingen findet sich am Waldrand die Halde eines verbrochenen Stollens, der in Höhe des Kupferschiefers angesetzt und mit dem ersten Schachte bei

[1]) Akten des Bergrevieramtes zu Schmalkalden.

46 m Länge durchschlägig geworden ist. Mit diesem Schachte steht auch ein tieferer Stollen in Verbindung, der, wahrscheinlich zur Wasserlösung, vom Käbach aus angesetzt wurde und 260 m Länge erreicht hat. Heute sind nur geringe Spuren von ihm noch aufzufinden, obwohl er in den 80er Jahren noch offen gewesen sein soll. —

Die übrigen bergbaulichen Versuche auf Kobalt scheinen sehr wenig Erfolg gebracht zu haben. An der Birkliete, wo ehemals ertragreicher Kupfererzbergbau umging, wurden 1796 und 1797 Schürfarbeiten auf Kobalt unternommen, ohne indes einen Rücken anzutreffen.

Im obersten Ebertsgrund, im sogenannten Löchle, wurde 1720 und später mit drei Schürfstollen vorgegangen. Dabei soll auch eine Rückenbildung überfahren sein, auf die noch gegen Mitte des vergangenen Jahrhunderts Spuren von Kobaltblüte auf den Halden deuteten.

Außer diesen Stollen und damit in Verbindung stehenden Schachtpingen finden sich an zahlreichen Stellen des Ebertsgrundes Reste alten Bergbaues, die teils auf Kupfererz-, teils auf Kobalt-Schürfversuche deuten. Nach allen diesen Versuchen zu urteilen, muß im 16., 17. und 18. Jahrhundert im Ebertsgrund und in der Umgebung eine rege Bergbautätigkeit geherrscht haben. Zu jener Zeit soll hier auch ein Dorf gestanden haben, das nach Geisthirt im 30jährigen Kriege zerstört wurde, und an das noch der Name »Kirchberg« erinnert. Im Volke geht die Sage, daß es versunken sei; wahrscheinlich haben umfangreiche Erdsenkungen in den Unteren Letten zu diesem Glauben beigetragen.

III. Eisen- und Manganerzgänge.

Von weit größerer wirtschaftlicher Bedeutung als Kupferschiefer und Kobaltrücken waren die Eisen- und Manganerzgänge des Gebietes, die den Grund zu der noch heute blühenden Kleineisenindustrie von Asbach und Steinbach-Hallenberg gelegt haben. Anschließend an diese beiden Orte, die ihre Entstehung

wahrscheinlich dem Bergbau verdanken, kann man zwei Eisenerzgangreviere unterscheiden, das eine auf dem westlichen, das andere auf dem östlichen Flügel der rotliegenden Mulde. Beide treten vorzugsweise im Porphyr auf; das westliche umfaßt hauptsächlich Komberg, Ringberg und Dörnberg, das östliche die Hallenburg und den Arzberg, der von diesem Erzvorkommen seinen Namen erhalten hat.

Es handelt sich hier, wie bei den Kobaltrücken, um die Ausfüllung von Spalten, die im Anschluß an die zahlreichen Verwerfungen in nordwestlicher Richtung aufrissen und die durch jene tektonischen Vorgänge hervorgerufenen Gebirgsspannungen ausglichen. Am zahlreichsten sind diese Gangspalten naturgemäß dort, wo die große Randverwerfung sich vom Gebirge abwendet und durch eine Randflexur ersetzt wird, wie am Ringberg und Komberg, eine Erscheinung, die in den Gangverhältnissen von Friedrichroda, Elgersburg, Ilmenau und anderen Stellen des Gebirgsrandes ihre Gegenstücke hat. Derartige im Sattelteil einer Flexur aufgerissene Spalten müssen sich naturgemäß nach der Teufe zu verengen, und so erklärt sich vielleicht die geringe Teufe, zu der die Gänge — nach den Grubenberichten zu schließen — niedersetzen. Auch der Gangreichtum des Arzberges knüpft an eine schon zur Überschiebung gewordene Randflexur an und steht mit der Vereinigung mehrerer Störungslinien bei Steinbach im Zusammenhang. Selten wird eine größere Verwerfung selbst erzführend, wie die Floher Verwerfung am Hachelstein oder ihre nördliche Fortsetzung am Hunsrück bei Hohleborn. In welchem Verhältnis diese Eisenmanganerzgänge zu den Kobaltrücken stehen, läßt sich an Hand der Aufschlüsse und Grubenberichte nicht feststellen. Während letztere stets an Unteren Zechstein und Grauliegendes gebunden und nur an diesen Schichtengliedern erzführend sind, treten die Eisenerzgänge in unmittelbarer Nachbarschaft, ja sogar anscheinend als Fortsetzung der Rücken im Porphyr auf. Ob ein Teufenunterschied in der Erzführung vorhanden ist, in der Weise, daß Kobaltrücken im Porphyr zu kalkhaltigen Eisen-

manganerzgängen werden, ist an Hand der alten Berichte nicht festzustellen, wenn auch nach den Gangverhältnissen im Asbacher Tal die Wahrscheinlichkeit dafür groß ist.

Das Streichen der Gänge entspricht meist dem des Gebirges, also Stunde 9, schwankt aber auch zwischen Stunde 7 und 11, so daß es z. B. am östlichen Arzberg fast rechtwinklig zu der Randverwerfung verlaufen kann. Das Einfallen[1]) ist weit überwiegend ein nordöstliches, also dem Gebirge zugerichtetes, und beträgt 50—80°. Nur in wenigen Fällen ist es fast seiger. Ausnahmen davon finden sich am östlichen Arzberg, wo ein Gang mit 45°, und am Hirschberg, wo zwei Gänge mit 65—70° nach SW einfallen. Die Ausdehnung nach der Streichrichtung ist gering, nur in wenigen Fällen streicht ein Gang in nachgewiesenem Zusammenhang mehrere 100 m zu Felde, obwohl vielleicht manche Gänge als Fortsetzung anderer anzusehen sind. Auch die Tiefe, bis zu der die Gänge niedersetzen, scheint nicht bedeutend zu sein; wir haben es in den meisten Fällen wohl mit sogenannten Rasenläufern zu tun, Gängen, die nach unten zu schmäler werden bezw. in kleinere Trümer verlaufen oder wenigstens in der Güte der Erzführung nachlassen. Die Mächtigkeit der Gänge hängt davon ab, ob ein einfacher oder zusammengesetzter Gang vorliegt. Die einfachen Gänge, die anscheinend überwiegen, schwanken in der Mächtigkeit zwischen 0,3 m und 1 m; die zusammengesetzten Gänge, die aus einem Hauptgang und einer Anzahl kleiner Neben- und Verbindungstrümer bestehen, erreichen mit dem umschlossenen Nebengestein eine Mächtigkeit von 5 m und mehr (so z. B. am nördlichen Abhange des Dörnberges). Einen Übergang zwischen beiden bilden die Brecciengänge, bei denen zahlreiche Nebengesteins-(Porphyr)bruchstücke von Erz (besonders Psilomelan) so völlig umhüllt sind, daß sie in der Erzmasse gleichsam zu schwimmen scheinen (so auf dem Gipfel des Hirschberges)[2]).

[1]) Obige Angaben sind zum Teil dem Revierberichte von Oberbergrat Richter an die Geologische Landesanstalt entnommen.

[2]) Vergl. Jahrb. der Geol. Landesanstalt, Berlin 1887, IX: Zimmermann, Entstehung der Manganerzgänge bei Elgersburg und Heraushebung des Thüringer Waldes.

Der Inhalt der Gänge besteht aus Erzen, Gangarten und Nebengesteinstrümmern.

Von Erzen sind besonders Roteisen und Braunstein zu erwähnen, die fast stets zusammen auf demselben Gang, jedoch auffälligerweise sehr selten in demselben Handstück vorkommen. Meist überwiegt eins der beiden Erze, so daß man eine Trennung zwischen roteisenführenden Manganerzgängen und braunsteinführenden Eisenerzgängen machen kann. Besonders manganerzreiche Gänge finden sich am Südhang des Kombergs und im Finsteren Tale. An dem erstgenannten Punkte soll einem Hauptgang von Roteisen und Braunspat mit Braunsteintrümern sich ein Nebengang anscharen, der Braunstein und Kalkspat führt.

Die Verteilung dieser Erze in der Gangspalte ist recht unregelmäßig. Gewöhnlich finden sie sich nur als schmale Trümer in der bei weitem überwiegenden tauben Gangmasse. Stellenweise jedoch schwellen diese Trümer zu Nestern reinen Erzes an von $^1/_2$ m und mehr Mächtigkeit und vorzüglicher Qualität. Nach der Teufe zu scheint, nach der geringen Tiefe der Grubenbaue zu schließen, die edle Erzführung abzunehmen und in Spateisen oder Braunspat überzugehen; es liegt die Annahme nahe, daß die Nähe der ehemals auflagernden Zechsteindecke auf die Veredelung der Gänge gewirkt habe, da an der Randverwerfung und in dem Teile des Gebietes, wo der Zechstein erst durch junge Erosion entfernt ist, die Gänge am reichsten sind.

Das Roteisenerz kommt meist als dichter oder feinkörniger Roteisenstein vor, der Nester und Drusen von schuppigem Eisenglanz, mitunter mit schönen Kryställchen, führt; auch schöne Glasköpfe und weicher Eisenrahm sind nicht selten. Auf die häufige Verbindung von Spateisen und Roteisen komme ich später zurück.

Der Braunstein tritt in Form von Psilomelan, Pyrolusit, Wad und selten Manganit auf. Ersterer überwiegt bei weitem. Er ist hart, schwarzgrau mit bläulichem Stich und von muschligem Bruch. Meist bildet er bis 7 cm breite, zuweilen traubige Schalen (Schwarzer Glaskopf), kommt aber auch in feineren

Lagen, in nierenförmigen Knollen oder in feinen Dendriten auf den Kluftflächen vor. Gelegentlich durchzieht er den Kalkspat in baumförmig angeordneten feinen Oolithen, deren konzentrische Struktur dadurch hervorgerufen wird, daß der Psilomelan einen braunen Kern von Weichmanganerz umschließt (Braunsteingänge am Komberg). Der Pyrolusit tritt nester- und aderförmig im Psilomelan auf. Er bildet faserige bis stern- und nadelförmige Aggregate.

Neben diesen beiden Erzen tritt Brauneisenerz völlig zurück und kommt nur in ockeriger, mürber Beschaffenheit als Zersetzungsprodukt von Braunspat vor.

Unter den Gangarten überwiegt bei weitem der Kalkspat, der durch Aufnahme von Eisen und Mangan alle Übergänge zum Spateisenstein bildet. Als reiner, weißer, grobkrystalliner Spat tritt er auf den Braunsteingängen am Komberg und im Finsteren Tal auf, gelegentlich auch am Ringberg. Er zeigt dann zuweilen eine ausgezeichnet großstengelige Struktur. Als grobkrystalliner Braunspat von tief dunkelbrauner Farbe bildet er die Gangart in fast jedem Gange. Der Spateisenstein zeigt meist dichtes Gefüge und strohgelbe Farbe.

Nächst Braunspat bildet Schwerspat die häufigste Gangart. Er ist besonders häufig am Fuße des Hirschberges und am Nordhang des Arzberges, wo er die einzige Gangart bildet. Meist ist er mit Eisenglanz verwachsen. Er bildet großblättrige Aggregate von rötlichweißer Farbe, tritt aber auch auf Drusen in tafelförmigen, weißen oder farblosen Krystallen auf.

Quarz findet sich am Arzberg häufig als Gangart. Er gehört überall, wo er nachgewiesen wurde, zu den jüngsten Mineralbildungen. Am Arzberg bildet er Drusen von säulenförmigen Kryställchen, die nur von Braunspatkrystallen überwachsen sind; am Komberg erfüllt er ebenfalls Drusen im Roteisenstein, zusammen mit Eisenglanzkrystallen; er bildet hier wasserklare, schön ausgebildete Bipyramiden mit untergeordneter Säule.

Das Nebengestein wird bis auf die Manganerzgänge am Südhange des Komberges von den verschiedenen Porphyren ge-

bildet, die alle in gleicher Weise erzführend sind. Der Umstand, daß meist die Eruptivgesteine und nur in wenigen Fällen die Sedimente von Gängen durchsetzt werden, hängt wahrscheinlich mit der größeren Sprödigkeit der ersteren gegenüber den tonreichen Sedimenten zusammen. Infolgedessen wurden Spalten, die im spröden Porphyr sich längere Zeit offen hielten und den Mineralllösungen Gelegenheit zum Absatz gaben, hier bald wieder verdrückt. Die Umwandlungen, die die Porphyre an den Gängen erlitten haben, sind schon bei deren Beschreibung erwähnt worden. Das Gestein ist stellenweise so mürbe und von den Mineralllösungen auf allen Klüften so völlig durchtränkt, daß man von einer metasomatischen Umwandlung des Porphyrs in Eisenerz reden kann. Die Manganerzlösungen haben sich meist auf die Ausfüllung der feinen Haarspalten beschränkt, das gebleichte Gestein aber unverändert gelassen. Verstürztes Nebengestein wird häufig von Gangmasse umschlossen, deren letzte Hohlräume von Kalkspat oder Quarz ausgefüllt sind. Dabei entsteht eine buntscheckige Gesteinsbreccie, wie man sie besonders schön auf dem Hirschberg beobachten kann.

Erze wie Gangarten treten in der Regel in lagenförmiger Verwachsung auf. Dabei bildet der Psilomelan häufig dicke Krusten an den Salbändern, während die Gangmitte von Roteisenerz und Braunspat eingenommen ist. Auf anderen Gängen bildet wieder Roteisenerz das Salband, während die Mitte aus Schwerspat besteht. Auch die Gangarten Kalkspat, Braunspat und Schwerspat finden sich oft lagenförmig nebeneinander. Besonders schön ist die lagenförmige Struktur an den Manganerzgängen des Komberges ausgebildet. Hier wechseln dünne Streifen von schwarzem Psilomelan, rotem, dichtem Kalkstein und krystallinem weißem Kalkspat ständig ab und geben den Gangstücken ein prächtig buntes Aussehen. Der Braunstein bildet hier auch in Wechsellagerung mit Kalkspat Ringelerze und knollenförmige Gebilde. Auf diesem Manganerzgang, der noch vor fünf Jahren gebaut wurde, fanden sich in einer Lettenschicht am Salbande unregelmäßige schwarze Knollen mit eingewachsenen,

zum Teil noch frischen Feldspatkrystallen und mittlerem Mangangehalt. Es handelt sich hier vielleicht um manganisierte Porphyrstücke, die auf der Spalte verstürzt und korrodiert sind.

Interessant und für die wirtschaftliche Bewertung der Gänge wichtig ist der Zusammenhang zwischen Spateisen bzw. Braunspat und Roteisen. Es zeigt sich nämlich fast überall, daß das Roteisenerz durch Veredelung aus den Carbonaten hervorgegangen ist. Alle Übergänge zwischen beiden Erzen sind vertreten. Dabei entsteht anfangs feinverteiltes, amorphes Roteisen, das dem strohgelben Spateisenstein bei Erhaltung der rhomboedrischen Spaltbarkeit eine rote Farbe gibt, so daß sogenannter Rotspat entsteht. Dieser wiederum geht allmählich in derbe Massen von Roteisen über. Besonders an Hand der Gangstücke, die auf den Halden am Osthange des Arzberges verstreut liegen (jetzt mit den übrigen Belegstücken im Besitze der Geologischen Landesanstalt zu Berlin), lassen sich solche Übergänge deutlich verfolgen. An anderen Stellen tritt der Eisenglanz in feinen Schnüren und Nestern im Braunspat auf, deutlich als Konzentrationsprodukt gekennzeichnet. Wodurch diese Umwandlung hervorgerufen ist, bleibt fraglich, vielleicht haben die auf den Spalten zirkulierenden Salzlösungen des Zechsteins eine Rolle dabei gespielt. Von größerer Bedeutung ist, daß diese Umwandlungszone nur eine beschränkte Teufenausbildung hat und in größerer oder geringerer Tiefe von unverändertem Spateisen bezw. Braunspat ersetzt wird. Es wäre sonst kaum erklärlich, warum der Bergbau bei solchen Qualitätserzen stets in einer gewissen Teufe aufgehört hat, obwohl er nur stellenweise mit Wasserschwierigkeiten zu kämpfen hatte.

Was die Genesis der Erzführung anbelangt, so war man früher geneigt, das Eisenerz auf Lateralsekretion aus dem Granit, dem schwach eisenhaltigen Rotliegenden oder dem gleichfalls schwach eisen- und manganhaltigen Zechstein, ja selbst aus dem Buntsandstein, zurückzuführen. Heute wird jedoch nicht nur für die metasomatischen Eisenerzlagerstätten des Stahlberges und der Mommel[1]), sondern auch für die Gänge die Annahme ge-

[1]) E. Zimmermann, Geologie des Herzogtums Sachsen-Meiningen, S. 412.

macht, daß der Eisengehalt aus Quellen stamme, die vielleicht im Gefolge der Basalteruptionen der benachbarten Rhön auf den Randspalten empordrangen. Ihren Hauptstützpunkt findet diese Anschauung in dem Eisengehalt des Liebensteiner Säuerlings, der als letzter Rest jener Quelltätigkeit angesehen wird, und in seiner Beziehung zu den metasomatischen Erzlagerstätten des Stahlberges und der Mommel, die ihrerseits wieder mit reinen Eisenerzgängen in Verbindung stehen (Stahlberg: Erzschwinde). Dabei läßt sich vielleicht die Abhängigkeit der Erzgänge von dem auflagernden Zechstein so erklären, daß der Kalk ausfällend auf den Eisengehalt der Quellen gewirkt habe, der teils in Form der metasomatischen Lagerstätten an Stelle des Kalkes getreten ist, teils sich gleichzeitig oder später in den unteren Teilen der Spalten konzentriert hat. Für den Mangangehalt der Gänge wird dagegen auch heute noch die Herkunft aus dem Zechstein angenommen[1]). Als Zeit der Ausfüllung der Gangspalten muß die nach der Entstehung der Randverwerfung angesehen werden, mit der zugleich diese kleinen Spalten aufrissen. Es kann die Ausfüllung sich also frühestens zur Kreidezeit vollzogen haben. Bei einem Zusammenhang der Gangausfüllungen mit den Basalteruptionen der Rhön würde die Zeit vom Jungtertiär bis zur Gegenwart in Betracht kommen.

Der Bergbau auf diesen Eisenerzgängen ist sehr alt und reicht vielleicht in vorgeschichtliche Zeit zurück. Die ältesten schriftlichen Angaben darüber stammen erst aus dem Jahre 1569, wo ein Eisenerzbergwerk am Ringberg erwähnt wird. Hier ist, nach der Anzahl der Pingen zu schließen, die allein am Südhang noch jetzt weit über 100 beträgt, der älteste und umfangreichste Bergbau umgegangen. Gleichfalls sehr alt muß der Bergbau am Arzberg sein, denn wir finden schon 1474 eine Bergordnung, die für den Steinbacher Erzbergbau erlassen wurde. Auch der Umstand, daß der Erzreichtum dem Arzberg seinen Namen gegeben hat, legt die Vermutung nahe, daß schon in vorgeschichtlicher Zeit hier gebaut wurde. In einer Eingabe der

[1]) Erläuterungen zu Bl. Suhl, S. 151.

Steinbacher Eisengewerken an das Schmalkalder Bergamt vom Jahre 1756 wird von einem über 1000jährigen Bergbau gesprochen. Alle Gänge sind nur zeitweise mit mehr oder weniger Erfolg von den Stahlschmieden und Kleineisenarbeitern gebaut worden, die dabei das zu ihrem Gewerbe nötige Rohmaterial gewannen. Auch die Hüttenknechte wurden, wenn sie auf den Hütten keine Arbeit fanden, hier als Bergleute angelegt. Die Betriebe waren deshalb sehr primitiv: man ging mit kleinen Haspelschächten auf dem Gang in die Tiefe oder fuhr ihn mit kurzen Stollen an. Doch soll die Förderung zeitweise sehr bedeutend gewesen sein. Auf den Umfang des damaligen Bergbaues und des Eisengewerbes lassen die Angaben der Schmalkalder Chronik schließen, die im 16. Jahrhundert von fünf Eisenhämmern in Asbach, um die Mitte des 17. Jahrhunderts von sieben Eisenhämmern in Steinbach und Umgegend berichtet. Im 16. und 17. Jahrhundert wurde besonders auf die Gewinnung von Eisenerz Wert gelegt. Den Braunstein lernte man erst im 18. und besonders im 19. Jahrhundert schätzen, was einen neuen intensiveren Abbau der Gänge zur Folge hatte. Die letzten größeren Verleihungen stammen aus den 50er Jahren des vergangenen Jahrhunderts. In den 60er und 70er Jahren, nach dem Übergang des Gebietes an Preußen, wird ein Bergwerk nach dem anderen eingestellt. Die aufblühende rheinische Industrie lieferte bald billigere Eisensorten als die einheimischen Hütten, die nur auf Qualitätsware eingerichtet waren; eine Hütte nach der anderen löschte ihr Feuer, und mit den Abnehmern verschwanden auch die Bergwerke. Nur die Braunsteinbergwerke Finsteres Tal und Komberg hielten sich länger; das letztere ist noch 1905 in Förderung gewesen.

So ist der alte Eisengangbergbau in unserem Gebiet völlig erloschen, und nur das Kleineisengewerbe des Asbacher und des Steinbacher Grundes, das erst auf seinem Boden erwachsen ist, erinnert noch daran.

IV. Metasomatische Eisenerzlagerstätten.

Außer in Form der beschriebenen Gänge, die im Rotliegenden aufsetzen, kommen manganhaltige Eisenerze in dem behandelten Gebiete noch in stockförmigen Lagerstätten der Zechsteinformation vor. Die hierher gehörigen Lagerstätten zeigen große Ähnlichkeit mit den bekannten Eisenerzstöcken des Stahlberges und der Mommel, ohne jedoch nur im entferntesten jenen an Umfang und Güte der Erze gleichzukommen. Sie treten ausschließlich im Riffdolomit auf und sind mehr oder weniger eng an Spalten oder Verwerfungen geknüpft. Die bedeutendsten unter ihnen finden sich vom Klinggraben östlich von Seligental bis nach Floh, ferner am Ringberg, am Komberg und im Rechtal.

An der letztgenannten Stelle ist das Eisenkalkvorkommen durch den Tagebau der Bommenden Eller am besten aufgeschlossen. Die eisenschüssige Zone soll hier eine Breite von 50 m haben und steht anscheinend mit dem hier durchsetzenden Schwerspatgang im Zusammenhang. Der Eisenkalkstein tritt hier in unregelmäßigen Nestern und Bändern längs der Klüfte und Hohlräume des Riffdolomits auf und zeigt im einzelnen eine lagenförmige Struktur, indem ockergelbe und dunkelbraune Lagen mit wenig veränderten Kalklagen abwechseln. Zwischen den einzelnen Kalkbänken finden sich häufig Lettenschichten, die wohl als Auslaugungsresiduen des Kalksteins anzusehen sind. Nahe der Oberfläche werden häufig trichterförmige Kammern — geologische Orgeln — beobachtet, die mit Letten und Geröllen ausgefüllt und von einer besonders eisenreichen Zone umgeben sind. Der Eisenkalk ist ein Brauneisenstein von einem durchschnittlichen Eisengehalt von 12 %, verdient also nicht den Namen Erz. Eine Analyse von R. Fulda aus dem Jahre 1867 gibt einen Gehalt von 16,46 % Fe_2O_3 und 0,68 % Mn_2O_3 an.

Von demselben Aussehen, aber noch geringerer Qualität, ist der Eisenkalkstein, der gegenüber der Bommenden Eller am Abhange des Hoherods längs der Floher Verwerfung auftritt. Er ist durch Tagebau und Stollen aufgeschlossen.

Auf dem Rücken des Hoherods ist früher an mehreren Stellen Eisenkalkstein gegraben worden, wie die Pingen beweisen. Auf einer alten Halde wurden im dunklen Eisenkalk neben Riffossilien brauner Glaskopf, Malachit und Kupferlasur gefunden.

Auch auf dem Komberg ist an mehreren Stellen im Riffdolomit Bergbau auf Eisenkalk umgegangen, nicht nur in dem ausgedehnten Tagebau der Grube Hellenbogen oberhalb Asbach, sondern auch in der kleinen Riffpartie, die sich auf dem Gipfel des Komberges erhalten hat. Ein Zusammenhang mit Verwerfungen konnte hier nicht festgestellt werden.

Am Westabhange des Ringberges treten in diesem eisenschüssigen Riffdolomit[1]) Nester und Trümer von Braunstein auf, der auch im vergangenen Jahrhundert mit Erfolg abgebaut wurde.

Zwischen Floh und der Seligentäler Trift zieht sich ebenfalls an der Grenze des Riffdolomits[2]) gegen die Unteren Letten eine Eisenkalkzone hin, aller Wahrscheinlichkeit nach an eine kleine Verwerfung gebunden. Der Eisenkalk steht hier, ähnlich wie an der Bommenden Eller, im Zusammenhang mit Schwerspatgängen[3]). Er hat bei einer Mächtigkeit von ca. 15 m einen Eisengehalt von 10—12 %. In seinen oberen Teilen soll er nicht selten Nester von manganreichem Brauneisenstein, in Eisenletten eingebettet, geführt haben. Auf den Hohlräumen des Eisenkalksteins finden sich häufig Aragonit und schöne Kalkspatkrystalle.

Hier ist bis in die 80er Jahre des vergangenen Jahrhunderts Bergbau umgegangen, besonders dicht bei Floh und im Klinggraben. An letztgenannter Stelle findet ebenso wie an der Bommenden Eller ab und zu jetzt noch eine Gewinnung statt.

---

[1]) Nicht in der Rauhwacke des Mittleren Zechsteins, wie in den Erläuterungen zu Bl. Schmalkalden angegeben wird, da Riff-Fossilien (Acanthocladia) darin gefunden wurden.

[2]) Nicht im Plattendolomit, wie Bl. Schmalkalden angibt. Es wurden sowohl bei Floh wie am Klinggraben Bryozoen und viele andere Fossilien gefunden.

[3]) Auch die Eisenerzlagerstätte der Mommel steht mit einem Schwerspatgang in Verbindung.

Wie aus obiger Beschreibung deutlich hervorgeht, handelt es sich um metasomatische Lagerstätten, die wie die des Stahlberges und der Mommel an Verwerfungen geknüpft sind. Eisenhaltige Gewässer, die auf den Spalten zirkulierten, haben teils von diesen, teils von den gewöhnlichen Hohlräumen des Riffdolomits aus den Kalk verdrängt und durch kalkreichen Spateisenstein ersetzt. Während dieser Umwandlungsvorgang aber im Stahlberg und in der Mommel einen ca. 37 proz. Eisenspat erzeugt hat, ist es in den kleinen Vorkommen des behandelten Gebietes nur zur Bildung von Eisenkalk gekommen. Später ist dieser Eisenkalk oberhalb des Grundwasserspiegels in kalkigen Brauneisenstein übergegangen. Der als Bicarbonat gelöste Kalk hat sich dann in Form von Aragonit oder Kalkspat auf den Hohlräumen wieder abgesetzt. Häufig steht, wie schon mehrfach erwähnt, der Eisenstein mit Schwerspatgängen in Verbindung. Da die Bildung aller dieser Eisensteinlagerstätten von Liebenstein bis Asbach auf gleiche Vorgänge hinweist, wird wohl auch die Zeit der Entstehung und die Herkunft der Eisenlösungen für alle die gleiche sein. Es würde sich also hier nach der neueren Auffassung um juvenile, kohlensäurehaltige Quellen handeln, die im Kalk ihren Eisengehalt abgesetzt haben.

Der Bergbau auf diesen Eisenkalk, der an der Bommenden Eller bis ins 18. Jahrhundert, am Klinggraben bis ca. 1850 zurückreicht, ist des geringen Eisengehaltes wegen nie bedeutend gewesen. Das Gestein ist nur soweit gewonnen worden, als man es als leicht-flüssigen Zuschlag zur Verhüttung der reicheren Eisenerze brauchte.

V. Die Schwerspatgänge.

Endlich ist noch Schwerspat zu erwähnen, der im Rotliegenden und im Zechstein selbständige Gänge bildet.

Der bedeutendste, im Rotliegenden aufsetzende Gang ist der im Hennegraben an der Birkliete. Er hat bei einem ungefähr ostwestlichen Streichen ein nördliches Einfallen von 60°. Die Mächtigkeit beträgt unweit der Erdoberfläche ca. 3 m.

Auf diesem Gang wurde in den letzten Jahren wieder ein bergbaulicher Versuch unternommen, der aber der Verunreinigungen des Spates wegen bald wieder aufgegeben wurde.

Außer einigen unbedeutenden Gangtrümern am Kohlberg bei Asbach, am Köpfchen bei Steinbach und an anderen Stellen treten die übrigen Gänge sämtlich im Zechstein auf, und zwar meist in Verbindung mit metasomatischen Eisenkalklagerstätten.

Der bedeutendste ist der Schwerspatgang am Nordhange des Hirschberges, auf dem in den 80er Jahren des vergangenen Jahrhunderts die Grube Andreas verliehen war. Der Gang verläuft bei seigerem Einfallen in der Richtung des Gebirges und streicht, durch den Bergbau aufgeschlossen, bei einer Mächtigkeit bis zu 4 m einige 100 m weit zu Felde. In einer Teufe von ca. 50 m soll er sich ausgekeilt haben. Nicht weit von Tage bildete eine ca. 1 m mächtige verstürzte Scholle blauer Letten auf ungefähr 20 m das Salband. Er scheint die Ausfüllung derselben Spalte darzustellen wie der Berntäler Kobaltrücken, da er in derselben Streichrichtung liegt wie dieser. Nach NW zieht er bis in die unmittelbare Nähe der Eisenkalklagerstätte der Bommenden Eller, mit der er wahrscheinlich genetisch in Zusammenhang steht, und scheint jenseits am Komberg sich fortzusetzen. Die Gangausfüllung bestand aus grobkrystallinem Schwerspat, teils von schöner weißer, teils von rötlicher Farbe. Flußspat fand sich selten dem Schwerspat eingewachsen. Im Jahre 1892 wurde das Bergwerk, nachdem der Gang längere Zeit mit Erfolg abgebaut worden war, wegen Erschöpfung der Lagerstätte eingestellt.

Auch an der Nordseite des Rechtals und auf dem Komberg wird der Riffdolomit von schwachen, durch Grubenbaue verfolgten Schwerspattrümern durchsetzt. Schwerspatgänge treten ferner im Riffdolomit als Begleiter der Randverwerfung nördlich von Floh auf und stehen mit den erwähnten Eisenkalklagerstätten in Verbindung. Auch südlich von Floh wird die Randflexur von einem Schwerspatgang im Mittleren Zechstein begleitet. Nördlich des Tambacher Wassers am Hunsrück wird der Platten-

dolomit von einem Schwerspatgang durchsetzt, der die zur Überschiebung gewordene Flexur begleitet und im Bahneinschnitt aufgeschlossen ist.

Der häufigen Verbindung der Schwerspatgänge mit den Eisenkalkstöcken wegen kann man die Entstehung beider Lagerstätten in zeitlichen Zusammenhang bringen.

Der Bergbau auf diesen Schwerspatgängen ist, abgesehen von der Grube Andreas, nie von Bedeutung gewesen.

VI. Zukunft des Bergbaues.

Wie aus den beschriebenen Mineralvorkommen hervorgeht, sind für ein Wiederaufblühen des Bergbaues der Asbacher Gegend vorläufig wenig Aussichten. Die Kobalterzgänge sind mit Sicherheit als völlig abgebaut anzusehen, der Kupfergehalt des Kupferschiefers ist zu gering für einen lohnenden Bergbau. Auch die Eisenerzlagerstätten sind von den Alten so durchwühlt, daß nur noch geringwertige Erze anstehen dürften und ein rationeller Abbau sich kaum lohnen würde. Doch scheint der Eisen- und Manganerzbergbau noch am ersten der Wiederaufnahme fähig, wie die häufigen, wenn auch bisher fast stets erfolglosen Versuche beweisen. Bei derartigen Versuchen, die meist durch die Qualität der auf den Halden verstreuten Erze angeregt werden, ist auch stets zu berücksichtigen, daß, wie oben angeführt, die reichen Eisenerze kaum in größere Teufen setzen, man also nach den guten Aufschlüssen der Alten nicht den ganzen Erzgehalt des Ganges veranschlagen darf. Auch der Schwerspatbergbau dürfte kaum mehr Erfolge versprechen.

Die Quellverhältnisse des Gebietes.

Ebenso wie die Mineralführung des Gebietes ist auch sein Quellenreichtum zum großen Teile abhängig von den zahlreichen tektonischen Störungen des Gebirgsrandes. Die an die Verwerfungen gebundenen Spaltquellen finden sich besonders häufig auf der Randspalte und auf ihrer Fortsetzung in das Vorland. Sie zeichnen sich vor den anderen Quellen durch ihren Wasserreich-

tum und ihre Beständigkeit aus und spielen bei der Wasserversorgung der Ortschaften die größte Rolle. Zu ihnen gehören die mächtigste Quelle des Gebietes, das Gespring, ferner zum Teil die starken Quellen des Asbacher Tales (die Asbacher Dorfquelle), die Waldbachsquelle im Ebertsgrund und die Rotteroder Dorfquelle. Auch die Quellen des Berntales und des Lippers scheinen zum Teil Verwerfungsquellen darzustellen.

Eine andere Art von Quellen ist bedingt durch den häufigen Wechsel von wasserdurchlässigen und wasserundurchlässigen Schichten. Sie sind besonders zahlreich im Rotliegenden und treten auf der Grenze der klüftigen Porphyre und der wassertragenden Schiefertone an den Berghängen und in den Tälern zutage. Auch die Basis des Zechsteinriffs ist ein solcher Quellhorizont. Zu diesen Schichtquellen gehören die meisten kleineren Quellen zwischen Ringberg und Hefteberg, ferner allem Anschein nach die Steinbacher Ortsquelle am Osthange des Arzberges. Sie sind meist von geringerer Wasserführung und Beständigkeit als die Verwerfungsquellen, indem sie im Frühjahr zwar stark laufen, im Hochsommer und Herbst dagegen mehr oder weniger nachlassen und zum Teil versiegen.

Eine dritte Art Quellen ist an die Erdfälle des Oberen Zechsteins gebunden. Sie finden sich im Ebertsgrund, am Süd- und Westhang des Kohlberges, im Kleinen Steinbach und bei Hohleborn. Bis auf die letztgenannte Quelle, die den Ort mit Wasser versorgt, sind sie in der Wasserführung noch stärkerem Wechsel unterworfen als die Schichtquellen, auch in der Beschaffenheit meist bedenklich.

Während die Verwerfungen also meist quellbringend sind, findet dort, wo die Randverwerfung in eine Randflexur übergeht, der umgekehrte Vorgang statt. Es ist eine auffällige Erscheinung, daß die Bäche am Gebirgsrande plötzlich einen Teil ihrer Wasserführung verlieren. Zu solchen Beobachtungen gab besonders der trockne Sommer 1911 Gelegenheit. Am eigenartigsten ist von jeher das Versinken des Asbachs innerhalb des Dorfes gewesen, das jedoch nur dann bemerkt wurde, wenn an einer Stelle des Flußbetts eine unterirdische Höhlung sich öffnete. Daß jedoch

auch ohne solche plötzlichen Einbrüche ein großer Teil des Flusses im Riffdolomit versickert, zeigte sich im vorigen Sommer, indem der Bach, der im oberen Asbacher Tal immer noch eine gewisse Wassermenge führte, unterhalb des Dorfes fast leer war. Bei Anlage einer Talsperre zur Versorgung der industriellen Anlagen des unteren Asbacher Tales mit Wasser müßte auf ein solches Versickern des Flusses Rücksicht genommen werden. Noch deutlicher zeigte sich diese Erscheinung im Kleinen Steinbach bei Weidebrunn. Der Bach, der selbst im September des vergangenen Jahres, durch die natürlichen Wasserreservoire des Riffdolomits auf dem Kohlberg gespeist, kaum eine Verringerung seiner Wassermenge zeigte, versiegte völlig an der Randflexur, so daß kein Tropfen Wasser zur Schmalkalde gelangte. Auch der Klinggraben, der zur Zeit der Schneeschmelze einen reißenden Bach darstellt und im Gebiete des Granits auch im Sommer Wasser führt, versiegt völlig dort, wo er das Gebiet der Letten mit ihren Erdfällen und des Riffdolomits betritt. Inwieweit die Schmalkalde selbst bei Hohleborn und in ihrem weiteren Verlaufe Wasser verliert, konnte nicht nachgewiesen werden. Doch deutet das wiederholte Einbrechen des Flusses darauf hin, daß auch hier unterirdische Wasserläufe sich hinziehen. Ein solcher Einbruch fand im vergangenen Jahrhundert unterhalb von Seligental statt, wo der Plattendolomit am östlichen Flußrand zutage tritt. Das Loch mußte mit Faschinen usw. zugefüllt werden, damit das Flußbett unterhalb nicht leer stand.

Von diesem Gesichtspunkte aus erscheint die Wasserführung der Stadtquellen am Gespring nicht uninteressant. Das Einfallen des Zechsteins von Asbach bis Hohleborn ist dem Schmalkaldetal zugerichtet, so daß die am Gebirgsrand in den klüftigen Riffdolomit und Plattendolomit versickernden Gewässer dorthin ihren Lauf nehmen müssen. Besonders der Plattendolomit, der von den wassertragenden Unteren und Oberen Letten eingeschlossen ist, stellt gewissermaßen ein mächtiges Wasserreservoir dar. Die Fortsetzung der Randverwerfung, die Gespringspalte, bildet nun mit dem an ihrer Südseite abgesunkenen, infolge seiner Lettenlagen ziemlich wasserundurchlässigen Buntsandstein eine

mächtige Barre, die diese Gewässer aufstaut. Da ihnen der Abfluß nach Westen verwehrt ist — unter dem Gieselsbergstock fehlt ja der Obere Zechstein größtenteils —, müssen sie an der tiefsten Stelle der Verwerfung, im Schmalkaldetal, zutage treten. Sie bilden hier die drei Gespringquellen, deren außerordentlicher Wasserreichtum — es sind im Mittel 200 Liter in der Sekunde — sich auf diese Weise einfach erklärt. Obige Annahme wird durch die Färbversuche, die Prof. Gärtner, Jena, im Frühjahr 1903 an der Gespringquelle anstellte[1]), bestätigt. Von dem Farbstoff, der in das sogenannte Reichenbacher Loch an der Neuen Mühle geschüttet wurde, trat $^1/_4$—$^1/_5$ in der westlichen Gespringquelle wieder zutage, nachdem er $14^1/_2$ Stunden gebraucht hatte, um den ca. 1,5 km langen Weg zu durchmessen. Auch ein Wechsel in der Intensität der Färbung war wahrzunehmen. Auf Grund der Untersuchungen kommt Gärtner zu dem Schluß: »Diese Beobachtungen, geringe Schnelligkeit (ca. 100 m pro Stunde), Dauer und Wechsel der Färbung zeigen mit Sicherheit an, daß große Hohlräume in dem Boden anzunehmen sind, welche das Wasser von dem Einsturz bis zur Quelle zu durchlaufen hat.« Leider sind, soweit mir bekannt ist[2]), an den Wasserläufen des Kleinen Steinbachs und des Klinggrabens keine Färbversuche gemacht worden. Ihre Ergebnisse wären von großem Interesse. Aus der geringen Härte des Gespringwassers (8,1 bleibende Härtegrade) schließt Gärtner: »daß es entweder nicht lange im Zechstein fließt, oder daß es zu einem großen Teil anderen, wenig kalkhaltigen Formationen entstammt«. Diese letzte Auffassung deckt sich völlig mit den oben geschilderten Beobachtungen.

Die Feststellung, daß die Gespringquellen an einer Verwerfung dem klüftigen Plattendolomit, der hier auftaucht, entspringen und nicht durch einen Erdfall hervorgerufen sind, hat insofern Wichtigkeit, als einer neuen Fassung der durch die

[1]) Gutachten im Besitz der Stadt Schmalkalden.

[2]) Weitere Färbversuche, die die Stadt Schmalkalden im Herbst 1906 an der Schmalkalde in Seligenthal und Hohleborn, dem Tambacher Wasser am Falkenstein und dem Asbach im Ebertsgrund anstellen ließ, blieben ergebnislos.

Sickerwässer der nahen Schmalkalde in ihrer Reinheit bedrohten Quellen nichts im Wege steht. Eine dabei entstehende Verlegung des unterirdischen Wasserlaufes derart, daß die Quellen versiegen würden, kann den geologischen Verhältnissen zufolge kaum eintreten und braucht deshalb nicht befürchtet zu werden.

Analysen.

Angefertigt vom Verfasser.

I. Ein tiefdunkles, dickbankiges Gestein von den Berntäler Halden (wohl Dachstein des Kupferschiefers) ergab:

Unlösliches	21,2 %
$FeCO_3$	5,6 »
$CaCO_3$	45,4 »
$MgCO_3$	29,3 »
Sa.	101,5 %

II. Unterer Zechstein (grauer Mergelkalk) vom Ringberg ergab:

Unlösliches	47,05 %
$FeCO_3$	5,43 »
$CaCO_3$	35,08 »
$MgCO_3$	12,84 »
Sa.	100,40 %

III. Unterer Zechstein (blaugrauer Dolomit) vom Ringberg ergab:

Unlösliches	13,76 %
$FeCO_3$	4,15 »
$CaCO_3$	45,79 »
$MgCO_3$	37,21 »
Sa.	100,91 %

IV. Mittlerer Zechstein (Hauptdolomit) vom Berntal ergab:

Unlösliches	12,06 %
$FeCO_3$	4,62 »
$CaCO_3$	68,94 »
$MgCO_3$	14,16 »
Sa.	99,78 %

V. Riffdolomit vom Komberg, Weg zur Bommenden Eller (aus den untersten Lagen des Riffs) ergab:

Unlösliches	1,83 %
$FeCO_3$	2,36 »
$CaCO_3$	55,45 »
$MgCO_3$	41,17 »
Sa.	100,81 %

Eine Analyse des Eisenkalks der Bommenden Eller von R. Fulda, 1867, ergab:

SiO_2	0,42 %
$BaSO_4$	—
Fe_2O_3	16,46 »
Mn_2O_3	0,68 »
Al_2O_3	2,22 »
$CaCO_3$	63,90 »
$MgCO_3$	12,56 »
H_2O	3,97 »
Sa.	100,21 %

Arsen-Analyse des Fahlerzes vom Berntal (vom Verfasser):

As	7,37 %
Sb	wenig
Bi	»
Ag	Spuren
Hg	—

Eine Analyse des Wassers der Soolquelle am Bad bei Schmalkalden, ausgeführt von Dr. Koebrich, ergab:

	im Liter:
$NaCl$	9,481 g
KCl	0,120 »
$CaCl_2$	0,716 »
NH_4Cl	0,0012 »
$MgCl_2$	0,291 »
$MgBr_2$	0,005 »
$CaSO_4$	2,500 »

Na_2SO_4	0,222	g
$CaCO_3$	0,481	»
$MgCO_3$	0,038	»
$FeCO_3$	0,027	»
SiO_2	0,039	»
Holzartige org. Substanz	0,010	»
Spuren von Jod, Tonerde und Salpetersäure.		
Summe der festen Bestandteile	13,935	g

Konstante Temperatur des Wassers 14° R.

Die Bohrung, die auf der Saline am Bad von 1821—24 ausgeführt wurde, ergab folgendes Profil:

10′ 4″	Dammerde, Grus und Geschiebe,
2′ 6″	Rotbrauner, abwechselnd lettiger und sandiger Schiefer,
65′ –″	Dolomit und Kalkstein von sehr wechselnder Festigkeit,
9′ 2″	Rotbraune und blaue Schieferletten,
153′ 1″	Desgleichen mit nach der Teufe zunehmender Gipsbeimengung,
128′ 7″	Gips, nach der Teufe von beträchtlicher Festigkeit.
Sa. 368′ 8″	Gesamtteufe.

Es werden die Teufenangaben wahrscheinlich in Kasseler Fuß gleich 0,2849 m gemacht sein. Nach einer anderen Bohrtabelle ist im Gips auch Steinsalz erbohrt worden.

Die Fauna der obersten Koblenzschichten von Mandeln bei Dillenburg.

Von Herrn **G. Dahmer** in Höchst a. Main.

Hierzu Tafel 5—9, 1 Texttafel und 1 Textfigur.

Einleitung.

Die vorliegende Arbeit soll ein Beitrag zur Charakterisierung der eigenartigen, sowohl im rheinischen wie im Oberharzer Devon entwickelten Ablagerungen[1]) sein, die im Liegenden der Orthocerasschiefer auftreten. Sie werden im allgemeinen noch zum

[1]) E. Kayser, Orthocerasschiefer zwisch. Balduinstein u. Laurenburg a. d. Lahn. Dieses Jahrb. für 1883, S. 11 ff.

Fr. Frech, Cyathophylliden u. Zaphrentiden d. deutsch. Mitteldevons. Pal. Abhandl. 3, Heft 3, S. 11—13 (1886).

E. Schulz, Geogn. Übersicht der Bergreviere Arnsberg, Brilon u. Olpe usw. (Bonn, M. Cohen u. Sohn, 1887), S. 4—6.

Fr. Frech, Geologie d. Umgeb. v. Haiger. Abh. z. geol. Spezialkarte v. Preußen, Bd. VIII, Heft 3, S. 3 (1888).

Fr. Frech, Über d. rhein. Unterdevon u. d. Stellung des »Hercyns«. Ztschr. d. Deutsch. geol. Ges., Bd. 41, S. 216 (1889). — Diese Arbeit enthält auch eine Übersicht der bis dahin bekannten Vorkommen der obersten Koblenzschichten.

O. Follmann, Die unterdevon. Schichten b. Koblenz. Programm d. kgl. Gymnasiums zu Koblenz 1891, S. 14 u. 31.

E. Kayser, Sur une faune du sommet de la série rhénane, à Pepinster, Goé et Tilff. Ann. de la Soc. Géol. de Belgique, Bd. 22 (1894—95), S. 215.

L. Beushausen u. M. Koch, Mitteilungen über Aufnahmen auf Blatt Riefensbeek usw. Dieses Jahrb. für 1898, S. XXXVIII.

L. Beushausen, Das Devon des nördl. Oberharzes. Abh. d. Kgl. Preuß. Geol. L.-A., N. Folge, Heft 30, S. 65—67 (1900).

K. Walther, Das Devon zwisch. Marburg a. d. L. und Herborn. N. Jahrb. für Mineralogie usw., Beilageband XVII, S. 1 ff. (1903).

F. Liebrecht, Beiträge z. Geologie u. Paläontologie d. Gebietes um den Dreiherrnstein usw. Dieses Jahrb. für 1911, Teil I, S. 472.

W. E. Schmidt, Cultrijugatuszone u. Unteres Mitteldevon südl. der Attendorn-Elsper Doppelmulde. Dieses Jahrb. für 1912, Teil II, S. 279.

Unterdevon gerechnet und in der Literatur als »oberste Koblenzschichten« aufgeführt; in neuerer Zeit hat sie A. Fuchs in seiner Übersicht über die Gliederung des Unterdevons mittelrheinischer Facies (Ztschr. d. Deutsch. geol. Ges., Bd. 59, S. 103) nach dem Vorgang von Follmann als »Zone des *Spirifer cultrijugatus (auriculatus)*, Unterabteilung *β*« bezeichnet.

Die Fauna der älteren rheinischen Aufschlüsse in diesen Schichten zeichnet sich durch ihren großen Reichtum an Brachiopoden aus. Von der übrigen Tierwelt dieser Periode wissen wir indes noch nicht allzuviel; vor allem vermissen wir eine größere Zahl von Vertretern der Lamellibranchiaten, die in anderen unterdevonischen Ablagerungen nach oder neben den Brachiopoden meist die Hauptrolle spielen. Eine genauere Kenntnis der Zweischaler auch in unserem Übergangshorizont ist aber schon deshalb von Bedeutung, weil diese, wie Frech und Beushausen nachgewiesen haben, als Leitfossilien wichtig werden können[1]). An den klassischen Fundorten an der Mündung des Ruppachtales und an der alten Papiermühle bei Haiger (= Haigerhütte) gehören gerade Zweischaler zu den größten Seltenheiten; erst durch K. Walther's Untersuchung der Vorkommen in der Umgebung von Gladenbach und in neuester Zeit durch die Aufnahmearbeiten W. E. Schmidt's im südlichen Sauerlande (a. a. O. S. 281) haben die Fossillisten in dieser Richtung einige Bereicherung erfahren.

Es dürfte daher von Interesse sein, daß sich nun auch in diesen Übergangsschichten eine zusammenhängende, mit den charakteristischen Brachiopoden und Trilobiten durchmischte Zweischalerfauna gefunden hat, die hinsichtlich ihrer Reichhaltigkeit den Unterkoblenzvorkommen von Singhofen und vom Nellenköpfchen, sowie dem tieferen Oberkoblenz von Miellen wohl an die Seite gestellt werden kann[2]). Ich beobachtete eine derartige

[1]) Frech, N. Jahrb. für Min. usw., 1897, Bd. I, Ref. S. 566.

[2]) Über Zweischalerschichten im rhein. Devon siehe z. B. Frech, Abhandl. z. geol. Spezialkarte v. Preußen, Bd. IX, Heft 3, S. 7. — Die Zweischaler, die Beushausen von Laubach beschreibt, entstammen wohl sämtlich dem großen Steinbruch an der Karthause, der nicht in den obersten Koblenzschichten, sondern in »normalem« Oberkoblenz (? Hohenrheiner Stufe) liegt.

Bank in dem alten Gemeindesteinbruch am Nordhange des Hauberges bei Mandeln im Dillkreis, und ihr Fossilreichtum veranlaßte mich, sie bei wiederholten Besuchen auszubeuten. Indem ich auch alle übrigen in dem Aufschluß vertretenen organischen Reste im Verlauf von zwei Jahren systematisch aufsammelte, konnte ich das Vorkommen von insgesamt 95 Arten feststellen, unter denen sich 35 Zweischaler befinden. Von diesen sind mehrere teils neue, teils bisher nur vereinzelt bekannte Arten in verhältnismäßig großer Individuenzahl vertreten, so daß ein ganz neuartiges Faunenbild entsteht.

In dem Aufschluß am Hauberg sind auf gedrängtem Raume die häufigsten petrographischen Ausbildungsformen der Koblenzschichten nebeneinander zu beobachten. Außer harten, oft eisenreichen, gebankten Grauwacken, die stellenweise plattig abgesondert sind (und dann meist Choneten und andere Brachiopoden führen), treten grünlichgraue, weiche Schiefer auf, in denen Fossilien (Brachiopoden überwiegend) nur vereinzelt vorkommen. Mehrere mulmige, ockergelbe bis kakaobraune Bänder, die diese Schiefer durchziehen, sind aber ganz mit organischen Resten gefüllt; in einem dieser Bänder — es ist wie am Nellenköpfchen nur wenige Zentimeter mächtig — sind Pelecypoden derart angereichert, daß man von einer Zweischalerbank reden kann. Die übrigen, ihm parallellaufenden, enthalten außer vereinzelten anderen Brachiopoden fast ausschließlich *Uncinulus pila*, diese Art aber in zahllosen Individuen; stellenweise gehen die »Pilabänke« in einen blaugrauen, harten Kalk über, aus dem sich auch Schalenexemplare isolieren lassen. Der braune Mulm ist also offenbar, wie an vielen anderen Unterdevon-Fundorten, das Umwandlungsprodukt dieser Kalke[1]).

Die Grauwacken sind in ihrer ganzen Ausdehnung mit vereinzelten Fossilien durchsetzt, doch ist auch eine Anreicherung in mehreren, hauptsächlich Brachiopoden führenden Bänken zu beobachten. Aus ihnen scheinen fast alle die bisher bekannt ge-

[1]) Siehe hierüber auch Holzapfel, Die Faciesverhältnisse d. rhein. Devons. Koenen-Festschrift (Stuttgart 1907), S. 235.

wordenen Versteinerungen von Mandeln zu stammen. — Es ist hervorzuheben, daß die für die obersten Koblenzschichten besonders bezeichnenden Fossilien im ganzen Aufschluß verbreitet sind, so daß also trotz der ja übrigens gar nicht außergewöhnlichen Verschiedenheiten in der petrographischen Ausbildung zweifellos ein einheitlicher Horizont vorliegt.

Das häufigste Fossil ist neben *Uncinulus pila Atrypa reticularis*, deren Massenauftreten nach FRECH für das vorliegende Grenzgebiet charakteristisch ist[1]). Ferner ist dafür ja bekanntlich sehr bezeichnend das Vorkommen von Arten, die ihre Hauptverbreitung erst im Mitteldevon haben (in unserem Falle *Spirifer curvatus*, *Cyrtina heteroclita*, *Athyris concentrica*, *Leptaena rhomboidalis* und *lepis*, *Orthis striatula* und *tetragona*, *Discina nitida*, *Ctenodonta Krotonis* und die Proetiden) neben den unterdevonischen und den dem Unter- und Mitteldevon gemeinsamen Arten. — Von Spiriferen sind *Sp. auriculatus*, *alatiformis* und *paradoxus* in Mandeln am zahlreichsten vertreten. Nun läßt sich nach K. WALTHER[2]) der Komplex der obersten Koblenzschichten in zwei Abteilungen gliedern, von denen die untere durch *Spirifer paradoxus* charakterisiert ist (Haigerschichten), die obere hingegen BEUSHAUSEN's »Schichten mit *Spirifer speciosus*« entspricht. *Sp. speciosus* hat sich am Hauberg nicht gefunden, hingegen kommt im Hangenden der Haubergschichten, an der Hessenburg, eine extreme Form der *Speciosus*-Gruppe, *Spirifer aequicosta* FUCHS[3]), vor. Unser Fundort gehört also dem unteren Niveau der Grenzschichten

[1]) Über das rhein. Unterdevon u. d. Stellung d. »Hercyns«, S. 217. — FOLLMANN, Programm d. kgl. Gymnasiums z. Koblenz 1891, S. 14. — Nach einer Angabe von A. FUCHS (Unterdevon der Loreleigegend, Jahrb. d. nass. Ver. für Naturkunde in Wiesbaden, Bd. 52, S. 13) kommen zwar auch im tieferen rheinischen Unterdevon lokale Anhäufungen der *Atrypa reticularis*, sowie der im allgemeinen ebenfalls für jüngere Schichten bezeichnenden *Cyrtina heteroclita* vor; indes dürften die Ablagerungen, um die es sich da handelt, im übrigen mit den obersten Koblenzschichten kaum zu verwechseln sein.

[2]) Unterdevon zwisch. Marburg u. Herborn, S. 29. — Über die Verbreitung des *Spirifer paradoxus* vergl. auch A. FUCHS, Stratigraphie d. Hunsrückschiefers u. der Unterkoblenzschichten am Mittelrhein usw. Ztschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1907, S. 114, Anmerk. 1.

[3]) A. FUCHS, Dieses Jahrb. für 1912, II, S. 54; Taf. 4, Fig. 6.

Unter-Mittel-Devon an; hiermit steht auch das Auftreten der Grauwackenbänke in Einklang, die nach Follmann-Fuchs nur in diesem unteren Niveau entwickelt sind. Da mir die gleichalterigen Schichten an der alten Papiermühle bei Haiger[1]) aus persönlicher Anschauung gut bekannt sind, werde ich dieses Vorkommen in der Folge öfters zum Vergleich heranziehen. — Die an manchen anderen Fundorten der obersten Koblenzschichten auftretenden Kieselgallen habe ich am Hauberg nicht beobachtet; auch Herr F. Liebrecht, in dessen Arbeitsgebiet der Fundort lag, hat, wie er mir freundlichst mitteilte, solche dort nicht feststellen können, wohl aber »an anderen Punkten der Umgebung von Mandeln in mehr tonigen Gesteinen«.

Die meisten Versteinerungen von Mandeln, ganz besonders aber die der Zweischalerbank und der »Pilabänke«, zeichnen sich durch eine außergewöhnlich gute Erhaltung aus. Entfernt man die mulmige Masse, in die die Schalen umgewandelt sind[2]), mit einer feuchten Bürste, so hinterbleiben Steinkerne und Abdrücke, die auch die zartesten Details erkennen lassen. Es war daher möglich, auch von Arten, die schon lange bekannt sind, noch einiges Neue auszusagen; zudem dürfte manches Stück für den Spezialforscher von Interesse sein. —

Es ist, wie schon Liebrecht bemerkt hat, wohl in der Abgeschiedenheit der nördlich von Dillenburg, an der Grenze von Nassau und Westfalen gelegenen Landschaft begründet, daß die Umgebung von Mandeln früher nur wenig von Geologen besucht wurde und daher nur vereinzelt in der älteren Literatur Erwähnung fand. — Einen Hinweis auf die Fundorte im »Spiriferensandstein« an der in unmittelbarer Nähe von Mandeln gelegenen Hessenburg gibt Riemann in seiner Beschreibung des Bergreviers Wetzlar[3]). C. Koch[4]) kennt Mandeln als guten Fundort, macht aber nur einige der häufigsten Brachiopoden *(Chonetes sarcinulata,*

[1]) E. Kayser, Erläut. z. geol. Karte v. Preußen, Blatt Dillenburg, S. 8.

[2]) Dieses Umwandlungsprodukt hat manchmal zierliche Eisenglanzkryställchen abgeschieden, die den Steinkernen aufsitzen.

[3]) Bonn 1878 (Marcus).

[4]) Dieses Jahrb. für 1880, S. 193 und 197.

Spirifer auriculatus und *paradoxus)* von dort namhaft. In den Fossillisten, die in DECHEN's »Erläuterungen zur geologischen Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen«[1]) gegeben sind, werden Mandeln und das benachbarte Strassebersbach wiederholt erwähnt. Leider liegen keine detaillierten Angaben über den Fundort vor; da auch *Spirifer speciosus* aufgeführt wird, ist anzunehmen, daß die einzelnen Stücke nicht alle dem gleichen Horizont entstammen. (Ich habe daher diejenigen DECHEN'schen Arten in meine Fossilliste aufgenommen, die mir aus persönlicher Anschauung bekannt geworden sind, die übrigen nur an geeigneter Stelle erwähnt.) — Von vereinzelten kurzen Notizen über das in Frage stehende Gebiet, die in der Literatur zerstreut sind, sei außer dem bereits genannten Hinweis auf die Häufigkeit der *Atrypa reticularis* bei FRECH noch eine Bemerkung MAURER's erwähnt, nach der an einem Aufschluß zwischen Strassebersbach und Steinbrücken sehr häufig *Atrypa reticularis* neben einigen anderen Brachiopoden der obersten Koblenzschichten vorkommt[2]).

Eine kleine zusammenhängende Fauna endlich, als deren Fundort ausdrücklich der Hauberg bei Mandeln genannt wird, hat E. KAYSER bei seinen Aufnahmearbeiten auf Blatt Eibelshausen gesammelt. Sie ist in der aus dem Marburger Institut hervorgegangenen Arbeit von F. LIEBRECHT (a. a. O. S. 424), durch die die Zahl der Arten bis auf 14 vermehrt wurde, aufgeführt und setzt sich folgendermaßen zusammen:

Spirifer paradoxus QUENST.
» *auriculatus* SANDB.
» cf. *carinatus* SCHNUR
» *arduennensis* SCHNUR

[1]) Bonn 1884 (A. HENRY). II. Teil, S. 103, 104 und 123—129.

[2]) Fr. MAURER, Paläont. Studien im Gebiet d. rhein. Devons 8. N. Jahrb. für Min. usw. 1890, II, S. 233. Die anderen Brachiopoden sind:
Orthis striatula SCHL.
Spirifer curvatus SCHL.
» *Mischkei* FRECH
Rhynchonella Orbignyana VERN.
(gemeint ist wohl *pila* SCHN.).

Atrypa reticularis L.
Rhynchonella pila Schnur
Leptaena rhomboidalis Dalm.
Chonetes plebeja Schnur
» *sarcinulata* Schloth.
? Strophomena sp.
Orthis tetragona F. Roem.
Pterinea fasciculata Goldf.
» *laevis* Goldf.
Murchisonia Losseni Kays.

In dieser Liste ist auf Grund meiner Untersuchungen an dem vollkommeneren Material *Pterinea laevis* Goldf. durch *Pt. subcostata* Frech zu ersetzen und *Pterinea fasciculata* Goldf. mit Fragezeichen zu versehen.

In neuester Zeit sind noch drei weitere Arten vom Hauberg: *Cypricardella rhomboidalis* A. Fuchs, *Rhynchonella dillensis* A. Fuchs und *Cyrtina heteroclita* Defr. *typus* durch eine Arbeit aus der Preuß. Geologischen Landesanstalt[1]) hinzugekommen.

Bei der Ausführung meiner Arbeit haben mich die Herren Fr. Drevermann (Frankfurt a. M.), O. Follmann (Koblenz), E. Kayser (Marburg), R. Rauff (Berlin) und R. Richter (Frankfurt a. M.) durch Auskünfte in Spezialfragen in freundlichster Weise unterstützt. Der Direktor der Königlichen Geologischen Landesanstalt in Berlin, Herr Geheimrat Beyschlag, überließ mir gütigst die im Landesmuseum befindlichen Versteinerungen von Mandeln zur Bearbeitung, Herr Professor Follmann stellte mir Vergleichsmaterial aus seiner Privatsammlung und aus dem Koblenzer Museum zur Verfügung, Herr Geheimrat Kayser übersandte mir die Liebrecht'schen Originale aus der Marburger Universitätssammlung. Allen den genannten Herren möchte ich auch an dieser Stelle meinen verbindlichsten Dank aussprechen. —

[1]) A. Fuchs, Einige neue oder weniger bekannte Molluskoiden u. Mollusken aus deutschem Devon. Dieses Jahrb. für 1912, II, Heft 1.

Beschreibung der Fauna[1]).

I. Vertebrata.

Pisces.

Fischreste.

Es liegen zwei charakteristische, aber nicht näher bestimmbare Fischreste vor, die wenigstens das Vorkommen dieser Tierklasse in der Fauna von Mandeln dartun.

II. Arthropoda.

Crustacea.[2])

Phacops sp. (Potieri Bayle?).

Drei Köpfe und ein Pygidium gehören der Familie von Phacopiden an, deren Glieder man dem Herkommen nach unter dem Namen *Ph. Potieri* Bayle (Bayle, Explic. Carte géol. France, Atlas, Taf. IV, Fig. 7—10 und Kayser, Hauptquarzit, S. 67, Taf. X, Fig. 5 und 6) zusammenfaßt.

Cryphaeus rotundifrons Emmerich emend. R. Richter.

Phacops rotundifrons Emmerich, De trilobitis. Diss. Berlin 1839, S. 23; Taf. I, Fig. 1.

Cryphaeus rotundifrons R. Richter, Beitr. zur Kenntn. devon. Trilobiten aus dem rhein. Schiefergebirge. Vorbericht zu einer Monographie der Trilobiten der Eifel. Diss. Marburg 1909, S. 61.

Ein Kopfschild und ein Pygidium. Die größte Breite des Kopfes beträgt, ohne die Wangenhörner, 1,8 cm, die Höhe 0,9 cm (durch die Glasscheibe gemessen); die Dimensionen zeigen also das für die Art typische Verhältnis. Die hohen, die Glabella überragenden, linsenreichen Augen sind außergewöhnlich gut erhalten.

---

[1]) Sämtliche Fossilien stammen, sofern nichts anderes bemerkt ist, aus dem Gemeindesteinbruch am Hauberg bei Mandeln und befinden sich in der Sammlung des Verfassers. Dieser gehört auch das wiederholt zum Vergleich herangezogene Material aus dem Oberharzer Kahlebergsandstein an, ausgenommen *Pleurotomaria Kleini*, die aus der Clausthaler Sammlung entliehen wurde.

[2]) Die Bestimmung der Trilobiten verdanke ich Herrn Dr. Rud. Richter, der zurzeit mit einer Spezialbearbeitung dieser Tiergruppe beschäftigt ist.

Cryphaeus Kochi Kayser emend. R. Richter.

Cryphaeus Kochi Kayser, Orthocerasschiefer zwischen Balduinstein und Laurenburg a. L., dieses Jahrb. für 1883, S. 37; Taf. III, Fig. 6.
» » R. Richter, Beitr. zur Kenntnis dev. Trilobiten aus dem rhein. Schiefergeb., S. 69.

Ein Kopf- und ein Schwanzschild mit Abdruck aus der Zweischalerschicht. Das Vorkommen dieser Art zusammen mit der vorstehend beschriebenen ist für die Charakterisierung des Fundortes von Bedeutung, da beide Arten nach R. Richter (a. a. O. S. 66 bezw. 73) Leitfossilien der Oberkoblenzstufe sind.

Cyphaspis sp., aff. **hydrocephala** A. Roem.

Es liegt die mittlere Partie des Kopfes einer *Cyphaspis*-Art vor. Die Glabella ist kugelig gewölbt, ihr höchster Punkt liegt etwa in der Mitte; sie trägt beiderseits ein Seitenläppchen an den Stellen, wo sie an die Nackenfurche angrenzt. Die Gestalt der Glabella verweist das Stück in die Formenreihe des *C. hydrocephala* (A. Roemer, Beiträge III, S. 7, Taf. I, Fig. 11; R. Richter, Devon. Trilobiten, S. 22), deren Vertreter bereits im Unterdevon vorkommen.

Proetus sp.

Es liegen aus der Zweischalerschicht echte Reste der Gattung *Proetus* vor. Sie sind generisch sicher zu bestimmen, doch kann die Art, der sie angehören, zurzeit noch nicht angegeben werden, da R. Richter's Bearbeitung der Proetiden noch nicht abgeschlossen ist. — Die Stücke, deren Alter durch das gleichzeitige Vorkommen von *Cryphaeus rotundifrons* und *Kochi* ja genau definiert ist, sind von hohem Interesse, da *Proetus*-Reste nach mündlicher Mitteilung des Herrn Dr. Richter im ganzen rheinischen Unterdevon zu den größten Seltenheiten gehören.

III. Mollusca.

Cephalopoda.

Orthoceras planiseptatum Sandb.

Orthoceras planiseptatum Sandberger, Rhein. Schichtensystem in Nassau, S. 116; Taf. 17, Fig. 4.

Die Art wurde mehrfach gefunden. K. Walther hat bereits beobachtet, daß Orthoceren in den obersten Koblenzschichten nicht

selten sind (a. a. O. S. 35). Auch an der Papiermühle bei Haiger fand ich ein fast unverdrücktes Exemplar von *O. planiseptatum*.

Orthoceras laterale Phill.

Orthoceras laterale Phillips, Pal. Foss. p. 110; Taf. XLI, Fig. 205a—e.
» » Whidborne, Pal. Society London, Band für 1889, p. 144; Taf. XV, Fig. 1—5.

Ein in der Ebene der Schieferung ein wenig zusammengedrücktes, aber vollständiges Exemplar aus der Zweischalerschicht. Der Abdruck zeigt, dank der vorzüglichen Erhaltung, durch die sich die Fossilien dieser Bank auszeichnen, auch die äußerst zarte Skulptur. Sie besteht aus einer sehr feinen Querstreifung, deren dicht gedrängte Linien durch noch weniger hervortretende Längsstreifen gekreuzt werden, so daß bei geeigneter Beleuchtung eine netzartige Oberfläche zu sehen ist, ähnlich wie sie Whidborne vermutete und abbildete, aber an seinem Material nicht mit Sicherheit feststellen konnte.

Das Stück von Mandeln entspricht im übrigen ganz den Abbildungen Taf. XV, Fig. 2 und 3 bei genanntem Autor, der auch die Synonymik der Art zusammengestellt hat.

Orthoceras nassa n. sp.

Taf. 9, Fig. 3 u. 3a.

Es liegt aus der Zweischalerschicht der vollständige Schalenabdruck und der Ausguß der Wohnkammer einer Orthocerenart mit retikulater Skulptur vor, die sich von ähnlichen bekannten Arten hauptsächlich dadurch unterscheidet, daß Längsstreifen und Querringel etwa die gleiche Stärke haben.

Die für den Vergleich in Betracht kommenden Formen finden sich in Holzapfel's Abhandlung »Das Obere Mitteldevon im rheinischen Gebirge«[1]) im Anschluß an *Orthoceras tubicinella* Sow. sowie in Whidborne's »Devonian Fauna of the South of England« bei *O. dolatum* Whidb. (p. 132) zusammengestellt. Entferntere Beziehungen zu der Art von Mandeln weisen auch gewisse böhmische Formen auf, besonders *O. pseudo-calamiteum* Barrande[2]) aus den Etagen G, F und E. Das von Barrois beschriebene

[1]) Abhandl. d. Kgl. Preuß. Geol. L.-A., N. Folge, Heft 16, S. 155—158.
[2]) Syst. silurien du centre de la Bohême II, Taf. 278; Text III, p. 261.

O. aff. *pulchrum?* Barrande[1]) zeigt weitgehende Übereinstimmung hinsichtlich der Skulptur (die Längs- und Querstreifen sind nur feiner), unterscheidet sich aber durch sein fast zylindrisches Gehäuse.

Am nächsten von allen bekannten Arten dürfte der unserigen jedenfalls das amerikanische *O. Aegea* Hall aus der Hamilton Group stehen (Hall, Palaeont. of New York V, 2, p. 295; Taf. 82, Fig. 7—13).

Orthoceras nassa, das einen im Unterdevon rheinischer Facies bis jetzt unbekannten Typ vorstellt, hat ein ziemlich schlankes, kegelförmiges Gehäuse von kreisförmigem Querschnitt. Die Oberfläche ist mit erhabenen, gerundeten Querwülsten in regelmäßigen Abständen verziert, die etwa halb so breit sind als die schwach konkaven Zwischenräume, und sich deutlich abgegrenzt, aber doch nicht unvermittelt, zwischen diesen erheben. Außerdem sind zahlreiche scharfe Längs- und Querlinien vorhanden. Die Zahl der Längslinien beträgt etwa 50, die Zahl der nur wenig schwächeren, sie unter Bildung von Quadraten durchschneidenden Querlinien etwa 8 von Wulst zu Wulst. Die Schale war sehr dünn. Ihre Länge beträgt etwa 40 mm, ihr Durchmesser an der Mündung 13 mm; die Wohnkammer war 14 mm lang. Der Sipho lag exzentrisch.

Cyrtoceras sp.

Der Abdruck einer großen, nicht näher bestimmbaren *Cyrtoceras*-Art wurde in der Grauwacke wiederholt beobachtet.

Gastropoda.

Dentalium arenarium A. Roem.

Dentalium arenarium A. Roemer, Beiträge z. geol. Kenntnis des nordwestl. Harzgeb. III (Palaeontogr., Bd. V), S. 125; Taf. 18, Fig. 16.
» » Beushausen, Oberharzer Spiriferensandstein. Abhandl. zur geol. Spezialkarte v. Preußen, Bd. VI, Heft 1, S. 43.

Zwei Steinkerne mit Abdruck aus der Zweischalerschicht. Die Abdrücke zeigen die charakteristische feine Querstreifung, die

[1]) Faune d'Erbray. Mém. de la soc. géol. du Nord, Bd. III (1889), p. 231; Taf. 16, Fig. 6.

auch bei gut erhaltenen Harzer Exemplaren zu sehen ist. Zum Vergleich liegen mir zahlreiche Stücke aus dem Kahlebergsandstein vor. Ein Exemplar fand ich auch im Koblenzquarzit des Mühltals bei Rhens.

Bucanella tumida Sandb.

Bellerophon trilobatus Sow. var. *tumidus* Sandberger, Verstein. d. rhein. Schichtensyst. in Nassau, S. 177; Taf. XXII, Fig. 1, 1a u. 1b.
Bucaniella tumida Gürich, Leitfossilien, 2. Liefrg. (Berlin 1909), S. 116; Taf. 36, Fig. 6.
Bellerophon (*Bucanella*) *tumidus* W. Kegel, Taunusquarzit v. Katzenelnbogen. Abh. d. Königl. Preuß. Geol. L.-A., N. Folge, Heft 76, S. 42.

Es liegt nur ein bestimmbares Exemplar vor; doch scheint diese allgemein verbreitete Art, nach dem Vorkommen von Bruchstücken zu schließen, auch in Mandeln nicht allzuselten zu sein.

Pleurotomaria detornata n. sp.

Taf. 9, Fig. 5, 5a u. 5b.

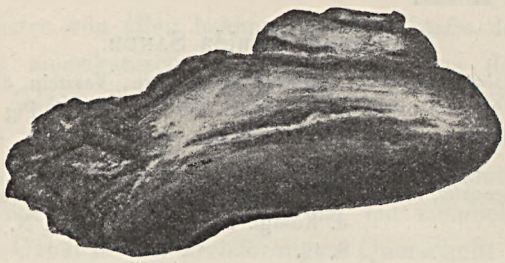
Ein vollständiger Steinkern und ein größeres Bruchstück des zugehörigen Abdrucks.

Gehäuse kegelförmig, kreiselig (trochusartig), etwa 11 mm hoch und 7 mm breit, mit 5—6 Windungen. Das außergewöhnlich breite Schlitzband — seine Breite beträgt etwa zwei Drittel des darüberliegenden Teiles der Windung — liegt auf der Kante, die es vertikal abstumpft, ist vertieft und von zwei schmalen Kielen eingefaßt. Die Oberseite der Windungen ist unterhalb der Naht zunächst ganz flach gewölbt, dann plötzlich nach außen gebogen, so daß eine in der Mitte stumpfwinklig eingeknickte Fläche entsteht, die den oberen Kiel des Schlitzbandes in einer stark hervortretenden Kante trifft. Die Unterseite einer jeden Windung wird von der darunterliegenden Oberseite der nächstfolgenden ganz bedeckt. — Die Basis ist schwach gewölbt und durch zwei Spiralkiele in drei etwa gleich breite Teile zerlegt. Die innerste dieser drei Zonen zeigt Querfalten, die an beiden Enden zu Knötchen verdickt sind (Taf. 9, Fig. 5b).

Der Abdruck der Schnecke läßt trotz seiner Schärfe im übrigen keine Skulpturen erkennen; falls eine Querstreifung auf den

Windungen vorhanden war, muß sie jedenfalls außerordentlich zart gewesen sein.

Pleurotomaria n. sp.



Ein Steinkern gehört einer großen, weitgenabelten *Pleurotomaria* an. Es war naheliegend, diese Art mit der in etwa gleichalterigen Ablagerungen vorkommenden großen Harzer *Pleurotomaria Kleini* Beush.[1]) zu vergleichen, die neuerdings auch von A. Fuchs in den Remscheider Schichten des rheinischen Devons[2]) aufgefunden worden ist. Mit Hilfe des Vergleichsmaterials von *Pl. Kleini*, das mir Herr Professor A. Bode aus der Clausthaler Sammlung in liebenswürdiger Weise überließ, konnte ich feststellen, daß die Art von Mandeln in der Tat einige Beziehungen zu derjenigen des Kahlebergsandsteins aufweist, aber keinesfalls mit ihr identisch ist. Sie hat dieselbe Zahl der Windungen (4—5), ferner das gleiche Verhältnis der Höhe (etwa 3,5 cm) zur Breite (etwa 5 cm), wie die höheren Formen der *Pl. Kleini*. Sie unterscheidet sich jedoch von diesen sehr wesentlich durch die stärkere Erweiterung der letzten (wie bei *Pl. Kleini* deutlich gekielten) Windung, die etwas aufgebläht erscheint, ferner durch die stärkere Wölbung der Basis. Diese, von der allein Bruchstücke des Abdrucks vorliegen, war anscheinend glatt[3]).

---

[1]) Oberharzer Spiriferensandstein. Abh. z. geol. Spezialkarte von Preußen, Bd. VI, Heft 1, S. 48; Taf. I, Fig. 10.

[2]) Dieses Jahrb. für 1912, Teil II, S. 76; Taf. 8, Fig. 2.

[3]) Über die Skulptur der Basis von *Pleurotomaria Kleini* macht Beushausen keine Angaben. Bei einem Exemplar der Clausthaler Sammlung aus dem Riesenbachtal zeigt sie einige sehr grobe, schrägstehende Radialfalten. Zartere Details läßt der rauhe, quarzitische Sandstein, in dem sich die Art meist findet, nicht erkennen.

Nahe verwandt unserer Art dürften gewisse Pleurotomariiden aus dem amerikanischen Devon sein, vor allem *Eotomaria lydia* Billings[1]). — Das interessante, wohl neue Gastropod ist leider selten. Während der in früheren Jahren am Hauberg betriebenen Steinbruchsarbeiten, bei denen auf große Fossilien geachtet wurde, ist nur noch ein zweites Exemplar gefunden worden, dessen Besitzer nicht bekannt ist. Von einer Benennung der Art mußte ich im Hinblick auf das Fehlen des Abdrucks absehen.

Pleurotomaria sp.

Kreiselförmig, etwa 20 cm hoch und 25 cm breit. Es mögen etwa 5 Umgänge vorhanden gewesen sein, die 3 unteren sind erhalten. Basis gewölbt, Oberseite der Windungen flach, schräg stufenförmig abfallend; letzte Windung etwa doppelt so breit als hoch. Das durch zwei Leisten bezeichnete schmale Schlitzband liegt auf der Kante, dicht über ihm und mit ihm parallel verläuft eine dritte Leiste als einzige Längsverzierung. Die übrige Skulptur besteht aus schwach gebogenen, mittelfeinen Querstreifen, die in der Nähe der Naht am deutlichsten sind. Für eine nähere Charakterisierung ist das Stück zu schlecht erhalten.

Es liegen außer den aufgeführten noch andere Pleurotomarien vor, die sich aber wegen der ungünstigen Erhaltung nicht ausreichend beschreiben lassen, und deren Vorkommen ich nur der Vollständigkeit halber erwähne.

Murchisonia Losseni Kayser.

Murchisonia Losseni Kayser, Hauptquarzit, S. 15; Taf. VIII, Fig. 9.
» » Liebrecht, Geol. u. Pal. d. Gebietes um den Dreiherrnstein usw. Dieses Jahrb. für 1911, Teil I, S. 453.

M. Losseni lag Liebrecht in einem guten Exemplar vom Hauberg vor, das von diesem Autor eingehend beschrieben und mit den ähnlichen Formen verglichen wird. Das Stück befindet sich im Marburger Museum.

---

[1]) Palaeozoic fossils, Vol. II, pt. 1, p. 62; Taf. 5, Fig. 4 u. 4a. — J. M. Clarke, Mem. New York State Museum 9, 1, p. 151; Taf. 16, Fig. 3 u. 4.

Murchisonia anomala n. sp.

Taf. 9, Fig. 4 u. 4a.

Es liegt neben einem kleinen Rest des Steinkerns der außergewöhnlich schöne Abdruck einer merkwürdigen neuen Form vor. — Gehäuse kreiselig-turmförmig, linksgewunden, mit 6 Umgängen. Die Oberseite der Windungen und die Basis[1]) sind schwach gewölbt; das vertiefte, schmale, mit dicht gedrängten Lunulen gezierte Schlitzband liegt auf der Kante und ist von zwei gerundeten, erhabenen Kielen mit glatter Oberfläche umgeben. Der unter dem Schlitzband liegende Teil einer jeden Windung wird von der Oberseite der darunterliegenden Windung soweit bedeckt, daß nur noch ein schmaler Streifen sichtbar bleibt (Taf. 9, Fig. 4a).

Die Skulptur besteht aus regelmäßigen, ziemlich groben Streifen, die die Windungen, und, entgegengesetzt gerichtet, auch die Basis bedecken, hingegen die Kiele um das Schlitzband freilassen. Sie sind, etwas winkelig, gebogen, und zwar auf den oberen Windungen wesentlich stärker als auf den unteren. Die Zwischenräume zwischen den Rippen sind etwas breiter als diese selbst.

Entfernte Beziehungen zu der Art von Mandeln scheint mir von bekannten Formen *Pleurotomaria conica* Phill.[2]) aus dem Kohlenkalk zu haben, doch ist diese rechtsgewunden, hat niedrigeres Gehäuse, viel zahlreichere und feinere Streifen und weicht auch durch andere Merkmale ab.

Loxonema sp.

Von einer in mehreren Abdrücken vorliegenden *Loxonema*-Art konnte ich an der Hand des mir sehr reichlich vorliegenden Vergleichsmaterials aus dem Oberharz feststellen, daß sie mit einer in den Schalker Schichten des Kahlebergsandsteins häufigen Art weitgehend übereinstimmt. Sie hat wie diese stark gebogene

[1]) Der Gehäusewinkel war nicht genau festzustellen; er mag 75° betragen. Bekanntlich hat er nach neueren Anschauungen für die Definition einer Pleurotomariide nicht mehr die ihm früher beigelegte Bedeutung; siehe Koken, Neues Jahrb. für Min., Beilageband VI, S. 367.

[2]) Geol. Yorkshire II, p. 228; Taf. 15, Fig. 22. — Goldfuss, Petr. Germ. III, S. 68; Taf. 184, Fig. 1.

Falten, die auf den älteren Windungen in der Mitte etwas verdickt sind; die Rippen beginnen oberhalb der Mitte und gehen bis zur Naht, wo eine starke Einschnürung zu bemerken ist. Die Art zeigt also Merkmale des *Loxonema funatum* A. Roem.[1]) Nun haben aber vollständige Exemplare der Art von Mandeln bis zu 14 Windungen, die mir vorliegenden Stücke aus den Schalker Schichten 9 Windungen; A. Roemer's Original des *L. funatum* hingegen, das allerdings unvollständig sein kann, hat nur 6 Windungen.[2]) Ferner gibt Beushausen in seiner Fossilliste des Kahlebergsandsteins von 1900 (Abhandl. d. Kgl. Preuß. Geol. L.-A., N. Folge, Heft 30, S. 73) nur aus den oberen Horizonten dieser Schichtengruppe *L. funatum* an, aus den älteren Schalker Schichten jedoch neben *L. angulosum*, das, wenigstens nach Beushausen's Beschreibung, hier nicht in Betracht kommt, ein *Loxonema* n. sp.

Solange eine Bearbeitung der unterdevonischen Loxonemen noch aussteht, muß ich mich mit dem Hinweis begnügen, daß die Art von Mandeln gewissen Formen aus dem Kahlebergsandstein verwandt ist.

Rotella (?) Kayseri n. sp.

Taf. 9, Fig. 6 u. 6a.

In der Zweischalerschicht fand sich der Abdruck einer zierlichen Schnecke, die ihren Platz am besten bei *Rotella*[3]) findet und ein gewisses Interesse beansprucht, da Vertreter dieser Gastropodengruppe im rheinischen Unterdevon meines Wissens noch nicht bekannt sind. — Das kreisrunde, scheibenförmige Gehäuse ist sehr niedrig und besteht aus 5 Windungen, die sich ganz allmählich verbreitern und gleichmäßig gerundet sind, also keinerlei Andeutung eines Kieles zeigen. Auch die Spitze ragt kaum aus der schwach

[1]) Beiträge III (Palaeontogr. Bd. V), S. 126; Taf. 18, Fig. 18. — Beushausen, Oberharzer Spiriferensandstein, S. 51; Taf. I, Fig. 9.

[2]) Eine von J. M. Clarke mit *L. funatum* verglichene Art aus dem amerikanischen Chapman Sandstone (Mem. New York State Mus. 9, II, p. 102; Taf. 23, Fig. 25 — 26) weicht von Beushausen's Beschreibung und Abbildung nicht unerheblich ab.

[3]) Herr Geheimrat Kayser in Marburg hatte die Güte, das Stück zu besichtigen und teilte mir mit, daß er meiner Ansicht, daß die Art unter Vorbehalt zu *Rotella* zu stellen sei, beistimme.

gewölbten Fläche, die die Oberseiten der Windungen in ihrer Gesamtheit bilden, hervor. Der letzte Umgang, dessen äußerstes Ende nicht erhalten ist, erweitert sich nach der Mündung hin nur wenig und ist in seinem ganzen Verlaufe etwa ebenso breit als hoch. Die vollständige Schale mag etwa 11 mm breit und 5 mm hoch gewesen sein.

Die Skulptur besteht aus kräftigen, sehr kurzen, geraden Querrippen, die an der Naht auftreten und schon in kurzer Entfernung von ihr plötzlich verschwinden. Im übrigen ist die Schale glatt, denn auf dem außergewöhnlich scharfen Abdruck könnte auch eine sehr feine Querstreifung nicht verborgen bleiben. Nur in der Nähe der (nicht erhaltenen) Mündung glaube ich eine ganz schwache Andeutung von vertikal gerichteten feinen Querstreifen zu erkennen, doch ist deren Vorhandensein nicht sicher. — Dicht an der Naht, an der Ansatzstelle der oben erwähnten kurzen Rippen, sind die Windungen ein wenig aufgeworfen, sodaß die Naht scharf markiert erscheint.

Von der Basis ist nur ein Teil erhalten; er ist schwach gewölbt und ohne Skulptur.

Ich erlaube mir, die interessante Art zu Ehren des Herrn Geheimrat Kayser in Marburg zu benennen.

Lamellibranchiata.

Aviculopecten (Pterinopecten) eifeliensis Frech.

Aviculopecten (Pterinopecten) eifeliensis Frech, Devon. Aviculiden Deutschlands. Abh. z. geol. Spezialkarte v. Preußen, Bd. IX, Heft 3, S. 23 u. 162; Taf. I, Fig. 6 u. Taf. XVIII, Fig. 2.

Zwei Exemplare aus der Zweischalerschicht.

Avicula laevicostata Follmann.

Taf. 5, Fig. 1, 1 a u. 8.

Avicula laevicostata Follmann, Über devon. Aviculaceen. Verh. d. naturhist. Vereins f. Rheinld. u. Westf. Bd. 42, S. 195; Taf. V, Fig. 4.
» » Frech, Devon. Aviculiden, S. 38; Taf. XIV, Fig. 5.

Von diesem interessanten Zweischaler haben sich neben dem außergewöhnlich gut erhaltenen Exemplar der linken Schale, das

in Taf. 5, Fig. 1 u. 1a wiedergegeben ist, noch ein Abdruck der linken und ein Kern der rechten Schale gefunden; da ich aber außerdem noch isolierte Bruchstücke, an der charakteristischen Skulptur leicht zu erkennen, wiederholt beim Sammeln gesehen habe, scheint die Art in der Fauna des Haubergs eine nicht unbedeutende Rolle gespielt zu haben.

Der Steinkern der linken Schalenhälfte ist fast glatt, nur am Rande zeigen sich einige Einkerbungen; die Ausfüllung des Wirbels ist bei vollständiger Erhaltung etwas nach vorn übergebogen. Ganz dicht unter der Ligamentarea, die mittlere Breite besitzt, ist ein hinterer Leistenzahn zu sehen[1]), im übrigen ist der Schloßrand zahnlos. Die bisher noch unentschiedene Frage, ob die Art wirklich zu *Avicula* gehört, kann also bejahend beantwortet werden. Der Hinterflügel weist an der äußersten Spitze eine zungenförmige Verlängerung auf, die an den Stücken von anderen Fundorten, die mir vorlagen, nicht erhalten ist.

Die Schalenskulptur ähnelt nach Follmann und Frech bekanntlich sehr derjenigen von *Pterinea fasciculata* Goldf. Es sind jedoch auch isolierte Abdrücke von *A. laevicostata* durch die in gleichmäßigen Abständen zonenartig angeordneten feinen Anwachsstreifen, ferner durch die mehr rundliche Gestalt der Schale und die ganz abweichende Form des kurzen vorderen Ohres leicht von solchen der *Pt. fasciculata* zu unterscheiden. Daß zwischen den Radialrippen noch Zwischenrippen eingefügt sind, kommt bei beiden Arten vor, doch sind sie bei *A. laevicostata* nie so zahlreich als bei der typischen *Pt. fasciculata*, wo sie ein wesentliches Strukturmerkmal bilden.

Bei dem erwähnten isolierten Abdruck unserer Art zeigt eine der Rippen auf dem hinteren Teil der Schale eine eigenartige Zerlegung in drei Äste; die dahinterliegenden Rippen sind dadurch bogenförmig zur Seite abgelenkt[2]).

---

[1]) Auch an einem Stück vom Dörrbachtal bei Koblenz aus der Sammlung Follmann glaube ich diesen Seitenzahn erkennen zu können.

[2]) Auch die in Taf. 5, Fig. 1 abgebildete Schale zeigt gebogene Rippen, desgleichen das erwähnte Stück vom Dörrbachtal.

Der vorliegende Steinkern der rechten Klappe (Taf. 5, Fig. 8) ist nur schwach gewölbt (wie bei Follmann's Originalexemplar), zeigt nur auf dem Rande Andeutungen von Skulptur und besitzt die dem Leistenzahn der rechten Klappe entsprechende Zahngrube. Recht charakteristisch ist auch hier die Form des vorderen Ohres. Ein sehr kleines Bruchstück des Abdrucks zeigt die gleiche Skulptur wie die linke Schale.

Pterinea costata Goldf.

Taf. 5, Fig. 3 u. 4 u. Taf. 6, Fig. 5.

Pterinea costata Goldfuss, Petref. Germ. II, S. 137; Taf. 120, Fig. 4.
» » Frech, Devon. Aviculiden, S. 81; Taf. VIII, Fig. 2 u. Taf. IX, Fig. 4—8.
» » K. Walther, Unterdevon zwisch. Marburg u. Herborn, S. 36.

Diese an fast allen Fundpunkten der Koblenzschichten vorkommende Art ist auch in Mandeln der häufigste Vertreter der Aviculiden. Da sich bei fast allen Individuen die Schloßpartie sehr gut erhalten zeigt, ferner, was von besonderer Wichtigkeit ist, auch mehrere Exemplare der noch wenig bekannten rechten Schale, sowie zweiklappige Stücke vorliegen, kann ich zur genaueren Kenntnis dieser verbreiteten Art einige Beiträge liefern.

Bei der Sichtung des Materials fällt mir vor allem auf, daß die Ausbildung des Schlosses nicht unerheblich variiert. Die gewöhnliche Anordnung der Schloßzähne in der linken Klappe ist wohl die von Frech beschriebene: die beiden äußeren Zähne konvergieren, einen dritten Zahn zwischen sich einschließend. Dieser eingeschlossene Zahn kann aber auch fehlen und die konvergierenden Zähne können zu einem einzigen, gerundet-dreieckigen Zahn zusammenfließen, so daß ein Schloßbild entsteht, das dem gewisser Cyrtodonten (z. B. dem der Harzer *C. Beyrichi* Beush.) täuschend ähnlich sein kann. An die Gruppe der Schloßzähne reihen sich ferner — anscheinend bei allen hinreichend gut erhaltenen Stücken — eine Anzahl viel schwächerer, schräger Zähne, die um so länger und schmäler werden, je weiter sie nach hinten liegen, und die den ganzen Raum bis zu dem großen Leistenzahn ausfüllen. *Pt. costata* besitzt also eine ununterbrochene Zahnreihe, die allerdings nur an scharfen Kernen zu

sehen ist. — Ein besonders stark von der Norm abweichendes Schloß besitzt ein Exemplar, bei dem sechs kräftige, lange Schloßzähne vor dem Wirbel zu sehen sind, die wie bei *Pt. explanata* FOLLM. auf einer breiten Leiste sitzen. Leider ist der hintere Schloßrand des Stückes nicht erhalten. Es unterscheidet sich außer im Schloßbau durch nichts von der typischen *Pt. costata*.

Ich möchte schließlich noch darauf hinweisen, daß auch bei der verwandten *Pt. fasciculata* Schwankungen in der Anlage des Schlosses vorkommen. Herr FOLLMANN stellte mir einige Exemplare dieser Art zur Verfügung, die sich durch eine ungewöhnlich große Zahl von Zähnen auszeichnen. Ein Steinkern vom Dörrbachtal bei Koblenz-Laubach[1]) hat z. B. acht kräftige Schloßzähne, dazu etwa sechs teilweise gespaltene Seitenzähne; zwischen diesen beiden Gruppen sind aber noch weitere, sehr schwache Zähne angedeutet, so daß auch in diesem Fall eine ununterbrochene Reihe vorliegt. Ein Exemplar von *Pt. fasciculata* aus den Oberkoblenzschichten des oberen Siechhausbachtals bei Capellen (Sammlung FOLLMANN) zeigt ähnliche Verhältnisse im Schloßbau; beides sind im übrigen typische Vertreter der nicht leicht zu verkennenden Art.

Die rechte Schale von *Pterinea costata* hat zuerst K. WALTHER beschrieben, doch war der einzige (zweiklappige) Steinkern, der ihm vorlag, nicht günstig erhalten. In Mandeln ist die rechte Klappe, isoliert oder in Verbindung mit der linken, nicht selten, so daß ihre Merkmale eingehender studiert werden konnten. Sie ist schwach konkav und zeigt besonders deutlich eine ununterbrochene Reihe von Zähnen, die bis an die Grube für den kräftigen Leistenzahn der Gegenklappe heranreichen. Während der hintere, zwecks besserer Anheftung des Muskels gestreifte Schließmuskelansatz ungefähr demjenigen der Gegenschale gegenüberliegt, befindet sich der vordere, auf dem Steinkern als prismatischer Zapfen aufragend, in der Mitte des Vorderrohres und ist gegen den der Gegenschale etwas nach vorn und unten verschoben, was besonders auf den zweiklappigen Steinkernen gut zu erkennen ist.

[1]) Schausammlung d. naturhistor. Vereins in Koblenz, Schrank 3, Nr. 19.

— In der Nähe des Wirbels sind scharfe Steinkerne beider Klappen mit Tuberkeln besetzt.

Die Skulptur der rechten Schale besteht in feinen Anwachsstreifen, die auf dem Hinterflügel verstärkt sind und dort von 2—3 Radialstreifen gekreuzt werden. Sie stimmt also überein mit derjenigen von *Pt. fasciculata*, die Drevermann (Palaeontographica, Bd. 50, S. 328) beschrieben hat.

Pterinea costata Goldf., var. nov. spinosa.

Taf. 5, Fig. 2.

Während im allgemeinen die Skulptur der linken Schalen von *Pt. costata* der von Follmann, Kayser[1]) und Frech gegebenen Beschreibung entspricht, zeigt ein Abdruck schuppige Knoten auf den Rippen, die durch zonenweise Verdickung der Anwachsstreifen hervorgerufen sind. Diese vom Typ abweichende Ausbildung der Oberfläche, die der Schale ein ganz anderes Gepräge gibt, haben schon die Gebrüder Sandberger bei *Pterinea fasciculata* beobachtet; sie ist auch bei *Pt. costata* zweifellos schon lange bekannt, aber meines Wissens noch nicht in der Literatur aufgeführt. Im Museum zu Koblenz befinden sich mehrere Exemplare der geschilderten Varietät, die ich nach einem dort gebrauchten Manuskriptnamen benenne.

Pterinea costulata A. Roem.

Pterinea costulata A. Roemer, Beiträge z. geol. Kenntnis d. nordwestl. Harzgeb. I, S. 3; Taf. I, Fig. 3.

» *fasciculata* Beushausen (non Goldf.), Oberharzer Spiriferensandstein, S. 57; Taf. II, Fig. 11.

» *costulata* Frech, Devon. Aviculiden, S. 84; Taf. IX, Fig. 9 u. 9a.

Ein Skulpturs teinkern mit Abdruck aus einer Schieferlage, in der *Pterinea costata* und *Actinodesma malleiforme* nicht selten sind.

---

[1]) Das von Kayser als Merkmal der *Pterinea costata* gegenüber *Pt. fasciculata* betrachtete Übergehen der Rippen auf den Steinkern ist nicht immer zu beobachten. Gerade bei sehr scharfen Kernen der typischen *Pt. costata* ist meist, abgesehen von einer Andeutung auf dem Rande, fast nichts von Rippen zu bemerken. Doch dürfte dieses, offenbar mit der Art der Erhaltung zusammenhängende Kennzeichen gegenüber den anderen von Kayser angeführten auch unwesentlich sein. Vergl. auch meine Bemerkung auf S. 195 bei *Pt. costulata*.

Pt. costulata liegt mir in zahlreichen vollständigen Vergleichsexemplaren (ausschließlich linke Klappen) aus dem Kahlebergsandstein des Oberharzes vor. Die Stücke stammen z. T. aus der braunen, mit *Spirifer paradoxus* erfüllten Bank am Abfluß des Schalker Teiches (Beushausen, Devon d. nördl. Oberharzes, S. 36), z. T. aus dem Hauptspiriferensandstein, wo die Art in der Nähe des zweitobersten Grumbacher Teiches bankbildend auftritt. Einige größere Exemplare stammen aus den Schiefern (*Speciosus*-Schichten) des Rammelsberges; sie zeigen wegen der ganz gleichartigen Erhaltung mit dem Exemplar von Mandeln die weitgehendste Übereinstimmung. Frech's erneute Abtrennung der Roemer'schen Art, die Beushausen mit *Pt. fasciculata* vereinigt hatte, erscheint nach meinen Beobachtungen durchaus berechtigt. Die von Frech angegebenen Unterscheidungsmerkmale: sehr ausgedehnter Vorderflügel, am Vorderende von zwei kräftigen Rippen begrenzt, sind sowohl an den Harzer Stücken, wie an dem Exemplar von Mandeln zu erkennen. Die meisten der Steinkerne sind mit der Skulptur der Schale versehen, doch möchte ich in dieser Eigentümlichkeit, die so sehr mit der Art der Erhaltung zusammenhängt, kein Kriterium sehen, um so mehr, als gerade die beiden besten Steinkerne nahezu glatt sind (siehe hierüber auch meine Anmerkung auf S. 194).

Pt. costulata zeigt im allgemeinen nur einen schmalen, scharfen Leistenzahn, der dicht unter dem Schloßrand verläuft. Da er mit diesem einen sehr spitzen Winkel bildet, hebt er sich erst in einiger Entfernung vom Wirbel deutlich ab, ja ist oft erst an seinem verdickten Ende als Leistenzahn zu erkennen. Frech konnte daher bei einem am Hinterende zerbrochenen Stück keinen Seitenzahn an der Stelle beobachten, wo er bei der Goldfuss'schen Art hätte liegen müssen, und schloß daraus mit Recht auf einen weiteren Unterschied zwischen *Pt. costulata* und *fasciculata*. — An dem Exemplar von Mandeln sind keine Zähne zu erkennen, doch trage ich kein Bedenken, es auf Grund der anderen Merkmale auf die Harzer Art zu beziehen.

J. Spriestersbach hat eine der *Pt. costulata* sehr nahestehende Art aus den Remscheider Schichten als *Pterinea gracilis*[1]) beschrieben, deren Leistenzahn auch dem Schloßrand stark genähert ist.

Ebenfalls sehr nahe verwandt mit unserer Art erscheint die amerikanische *Pt. fasciculata* Goldf. var. *occidentalis* Clarke[2]), »essentially a miniature of *Pt. fasciculata*«, wenigstens wenn man die linke Klappe für den Vergleich heranzieht. Die rechte, schwach gewölbte und radialgestreifte weicht hingegen von dem sich sonst in dieser Gruppe zeigenden Typus recht erheblich ab und erinnert mehr an eine *Avicula*. Auf ihre Abweichung von der allgemeinen Form der um *Pt. fasciculata* gruppierten Arten, die er in der Gattung *Cornellites* zusammenfaßt, hat bereits H. S. Williams hingewiesen[3]). Es ist immerhin beachtenswert, daß sich die genannte amerikanische Form in einer Ablagerung (Dalhousie beds) findet, bei der sich eine Einmischung rheinischer Unterdevonformen bemerkbar macht[4]).

Ich möchte schließlich noch einer Struktureigentümlichkeit Erwähnung tun, die mir beim Vergleich meiner Exemplare von *Pt. costulata* mit etwa gleich großen Individuen der typischen *Pt. fasciculata* aus der Koblenzer Gegend auffällt. Bei letzteren sind nämlich die Rippen erster Ordnung, verglichen mit denen zweiter und dritter Ordnung, kräftiger entwickelt, vor allem breiter als bei *Pt. costulata*, die eine mehr netzartige Skulptur trägt und sich demnach in der Oberflächenbeschaffenheit von *Pt. costata* weiter entfernt als ihre Verwandte. — Jedenfalls dürfte diese Eigentümlichkeit, wenn kein Kriterium, so doch mindestens einen weiteren Anhaltspunkt für die Erkennung von *Pt. costulata* bieten.

---

[1]) J. Spriestersbach u. A. Fuchs, Fauna d. Remscheider Schichten. Abh. d. Kgl. Preuß. Geol. L.-A., N. Folge, Heft 58, S. 12; Taf. I, Fig. 6—12.

[2]) New York State Museum, Mem. 9, II, p. 27; Taf. IV, Fig. 1—7.

[3]) Revision of the Mollusk Genus *Pterinea* Goldf. (Proc. U. S. National Museum, Bd. 34, p. 90).

[4]) J. M. Clarke, Koenen-Festschrift (Stuttgart 1907), S. 359 ff. u. E. Kayser, Geolog. Rundschau, Bd. I. Besprechungen, S. 36.

Unsere Art ist neuerdings auch in dem Gebiet südlich der Attendorn-Elsper Doppelmulde bekannt geworden[1]), in Schichten, die denen von Mandeln etwa gleichalterig sein dürften.

? Pterinea fasciculata Goldf.

Pterinea fasciculata Goldfuss, Petref. Germ. II, S. 137; Taf. 129, Fig. 5.
» » Frech, Devon. Aviculiden, S. 84, Taf. VIII, Fig. 1 u. Taf. IX, Fig. 1—3.

Das Vorkommen dieser Art in Mandeln ist zweifelhaft. Unter dem reichen Material an Pterineen, das mir vom Hauberg vorliegt, befindet sich kein einziges Exemplar. Liebrecht, der die Art mit Sicherheit im benachbarten Ilsetal nachweisen konnte, erwähnt auch einen unvollkommenen Rest von Mandeln[2]); doch ist die Bestimmung offenbar unsicher. Die »charakteristische Gitterung« des Bruchstückes, die Liebrecht anführt, trifft auch für *Pterinea costulata* und für *Avicula laevicostata* zu, die beide am Hauberg vorkommen. — Da sich Liebrecht's Belegstück unter den mir zur Untersuchung überlassenen Stücken des Marburger Museums nicht vorfand, kann ich *Pt. fasciculata* hier nur mit Vorbehalt registrieren.

Pterinea subcostata Frech.

Taf. 5, Fig. 5—7.

Pterinea subcostata Frech, Devon. Aviculiden, S. 87 u. 164; Taf. VIII, Fig. 7 u. Taf. XVIII, Fig. 4—4d.
» *laevis* Liebrecht, Geol. u. Pal. d. Gebietes um d. Dreiherrnstein, S. 455.

Die Art ist in der Zweischalerschicht häufig; es liegen mir vier fast vollständige Steinkerne der linken Klappe (von zweien auch der Abdruck), ferner ein Exemplar der bisher unbekannten rechten Klappe in vortrefflicher Erhaltung vor. Dieses Material macht es mir möglich, Frech's Beschreibung der Art in einigen Punkten zu ergänzen.

Das vordere Ohr ist bei allen Individuen von Mandeln sehr kurz; das hintere, von der Form einer halben Delphinflosse, hat nicht immer ganz die Ausdehnung, wie bei den Stücken, die Frech

[1]) W. E. Schmidt, Dieses Jahrb. für 1912, II, S. 279. — W. Henke, Verhandl. d. nat.-hist. Vereins f. Rhlde. u. Westf. 1912, Ber. üb. d. Versamml. d. niederrhein. geol. Vereins, S. 5.

[2]) Geol. u. Paläont. d. Gebietes um d. Dreiherrnstein, S. 424 u. 455.

abbildet. Schloß- und Hinterrand bilden in diesem Fall einen fast rechten Winkel, und der Umriß der ganzen Schale nähert sich dadurch dem eines Rechtecks. Die linke Klappe ist bei ganz unverdrückten Exemplaren sehr stark gewölbt.

Der Abdruck zeigt auf dem Hauptteil der Schale dichtgedrängte, feine Anwachsstreifen, die von etwa 8 schwach markierten Radialrippen[1]) durchkreuzt werden. Der Raum zwischen je zweien dieser Radialrippen wird meist durch eine noch schwächer ausgebildete Rippe zweiter Ordnung halbiert, die aber nur an sehr scharfen Abdrücken zu erkennen ist. Auf dem Hinterflügel sind die konzentrischen Linien in sehr regelmäßigen Abständen angeordnet; sie werden von etwa 10 zarten und sehr schmalen Radiallinien so geschnitten, daß die Oberfläche des Flügels in kleine Rhomben zerlegt ist. Bei unscharfen Abdrücken mögen nur die konzentrischen Linien zu beobachten sein. — Die Schale war dick, die Ligamentarea breit.

Pt. subcostata hat zwei Seitenzähne, von denen der obere zurückgebildet sein oder ganz verschwinden kann; auch bei Frech's Original zu Taf. XVIII, Fig. 4 b seiner »Aviculiden«, das mir vorliegt, ist der obere Zahn schwächer entwickelt als der untere. Letzterer ist, besonders wenn allein vorhanden, etwas gekrümmt.

Die noch nicht beschriebene rechte Klappe unserer Art zeigt den charakteristischen Umriß der Gegenschale, ist aber schwach konkav. Sie weist die Gruben für 3 Schloßzähne und einen Seitenzahn auf. Der Steinkern ist glatt, der Abdruck leider nicht vorhanden; doch ist anzunehmen, daß er demjenigen der nahe verwandten *Pt. laevis* Goldf. ähnlich ist.

Frech hat (a. a. O. S. 164) die wichtigsten Unterschiede zwischen diesen beiden Arten schon festgelegt: »Von *Pt. laevis* unterscheidet sich *Pt. subcostata* dadurch, daß bei ausgewachsenen Exemplaren die Höhe der Schale bedeutender ist als die Breite. Ferner sind die Schloßzähne zahlreicher und weniger schräg

[1]) Die bei allen Exemplaren der Art, die mir bekannt wurden, zu erkennen sind. Bei der nahestehenden *Pt. laevis* wurde Radialskulptur nicht immer beobachtet; vgl. H. Sh. Williams, a. a. O. S. 85.

gestellt und der Vorderflügel bei ausgewachsenen Exemplaren klein.«

Ich möchte noch hinzufügen, daß für *Pt. subcostata* neben dem hochgewölbten, dattelförmigen Schalenmittelstück der sehr flache Sinus an der Ansatzstelle des Hinterflügels typisch ist, und daß der Seitenzahn bezw. die Seitenzähne, entsprechend der geringeren Querausdehnung der Schale, mehr nach unten gerichtet und oft ein wenig eingebogen sind.

Zu *Pt. subcostata* gehört auch das von LIEBRECHT als *Pt. laevis* bestimmte Stück des Marburger Museums, das mir Herr Geheimrat KAYSER gütigst zur Untersuchung überließ. Es ist ein sehr schlecht erhaltener Steinkern mit unklaren Umrissen aus der Grauwacke des Haubergs, dessen Zugehörigkeit zu *Pt. subcostata* sich aber durch den Vergleich mit den guten Exemplaren aus der Zweischalerschicht noch feststellen läßt.

LIEBRECHT's Fund deutet an, daß die Art, die ich nur aus der Zweischalerbank kannte, überall im Aufschluß verbreitet ist[1]).

Pterinea lineata GOLDF.

Pterinea lineata GOLDFUSS, Petr. Germ., S. 135; Taf. CXIX, Fig. 6.
» » FRECH, Devon. Aviculiden, S. 89; Taf. IX, Fig. 17—19 a.

Wie an so vielen Oberkoblenzfundorten, ist auch in Mandeln diese Art neben *Pterinea costata* von allen Aviculiden am zahlreichsten vertreten; ein außergewöhnlich gut erhaltenes Exemplar befindet sich in der Sammlung FUCHS im Geologischen Landesmuseum. Der Umriß von *Pt. lineata* unterliegt, wie schon FOLLMANN und FRECH betont haben, einigen Schwankungen. Bei den Stücken von Mandeln, unter denen solche mit niedriger Schale überwiegen, findet diese Veränderlichkeit besonders in der Längenverschiedenheit des hinteren Flügels ihren Ausdruck. Seine Breite an der Ansatz-

[1]) Es möge noch erwähnt sein, daß sich eine linke Schale von Miellen in der Sammlung des Naturhistorischen Vereins in Koblenz durch ihre bedeutende Größe (43 mm Länge zwischen den Flügeln, 60 mm Höhe), sonst aber durch nichts von *Pt. subcostata* unterscheidet. Das Stück ist als *Pt. laevis* etikettiert, und die Größe deutet auch auf diese Art hin; doch ist es nach FRECH's Definition zu *Pt. subcostata* zu stellen. Es zeigt sich hier jedenfalls besonders deutlich die nahe Verwandtschaft beider Arten. — Die Dimensionen der Stücke von Mandeln bewegen sich um diejenigen der Originalexemplare.

stelle steht im umgekehrten Verhältnis zu seiner Länge. So ist er bei einem Exemplar sehr kurz und breit, fischflossenförmig und kaum länger als etwa bei *Pt. subcostata*, bei anderen Exemplaren wiederum zeigt er die, ich möchte sagen normalen, Konturen des Goldfuss'schen Originals und der beiden von Follmann[1]) abgebildeten Individuen; bei den meisten Exemplaren jedoch ist er sehr schmal, stark verlängert und endigt hinten in einer etwas abgerundeten Spitze. In diesem Fall ist er durch einen außergewöhnlich tiefen Sinus vom Hauptteil der Schale abgeschnürt und trägt gerade Radialstreifen, auf denen die Anwachslinien nur durch eine Körnelung angedeutet sind, während bei den mittelmäßig entwickelten Flügeln die Radiallinien fast immer gewellt und von deutlichen, aufwärts gebogenen, dem abgerundeten Hinterende parallel laufenden Anwachsstreifen durchsetzt werden.

Ich möchte bei dieser Gelegenheit eine Beobachtung mitteilen, die ich bei Durchsicht des mir vorliegenden Vergleichsmaterials von *Pt. lineata* hinsichtlich der Skulptur der konkaven Schale machte. Nach Frech (Aviculiden S. 90) besteht diese Skulptur auf dem Hauptteil der Schale nur aus Anwachsstreifen (während die Mutation *expansa* Maur. auf beiden Klappen Radialskulptur zeigt). Ein großer Teil der von mir untersuchten Exemplare entspricht dieser Definition, die übrigen jedoch zeigen entweder auf der ganzen Fläche oder (häufiger) nur auf einem Teil derselben die gleiche Radialstreifung wie die Gegenschale[2]). Der Abdruck einer rechten Klappe vom Greenbachtal bei Oberlahnstein (Samml. d. Verf.) gibt auch den Schlüssel zu dieser Erscheinung. Bei diesem Abdruck ist nämlich an dem nur mit Anwachsstreifen bedeckten Teil ein Stück herausgebrochen und läßt eine mit der Radialstreifung verzierte Unterlage durchblicken. Herr Prof. Follmann hatte die Freundlichkeit, auf meinen Wunsch das reiche Material seiner Sammlung durchzusehen; er konnte meine Beobach-

[1]) Verh. d. naturhist. Ver. f. Rheinld. u. Westf., Bd. 42, Taf. III, Fig. 2 u. 2a.

[2]) Ich habe natürlich nur solche Stücke aus den Oberkoblenzschichten in den Kreis der Untersuchung gezogen, deren Zugehörigkeit zu *Pterinea lineata* keinem Zweifel unterliegt. — Der Hinterflügel trägt, wie dies auch der Literaturangabe entspricht, ausnahmslos Radialstreifung.

tungen bestätigen und an einem Abdruck aus dem Koblenzquarzit von Rhens ebenfalls beide Schichten übereinander (die gestreifte außenliegend) erkennen. — Die rechte Schale von *Pt. lineata* besaß also ebenso wie die linke eine radialgestreifte Außenfläche und ist in dieser Hinsicht von *Pt. expansa* nicht verschieden. Daß der Abdruck in den meisten Fällen nur das Bild der nächsten nach innen zu gelegenen Schalenpartie gibt, die natürlich außer konzentrischen Linien keine Skulptur zeigt, liegt daran, daß ein sehr schmaler Raum zwischen den beiden Schalenblättern zu Beginn des Versteinerungsvorganges von einer Schlammschicht ausgefüllt wurde, die nach Auflösung der Schale dann in den meisten Fällen den scheinbaren Außenabdruck bildet. Es setzt dies voraus, daß die äußerste Schalenhaut der rechten Klappe sich bald nach dem Tode des Tieres lockerte und mehr oder weniger abblätterte[1]). War die Muschel in einen sehr feinkörnigen Schlamm eingebettet, so wurde wohl der Hohlraum zwischen beiden Schalenblättern[2]) eher und vollständiger ausgefüllt, als wenn sie in einem gröberen, z. B. sandigen Material lag. In jenem Fall dürfte also häufiger die konzentrische (z. B. Mandeln, Remstecker Tal b. Koblenz), in diesem nicht selten noch die radiale Skulptur (z. B. Miellen, Greenbach- und Siechhaustal b. Coblenz) auf dem Abdruck zu erwarten sein.

Es wäre naheliegend, bei *Pterinea costata* und *fasciculata*, deren rechte Schalen nur auf dem Hinterflügel Radialstreifung erkennen lassen[3]), ähnliche Verhältnisse wie bei *Pt. lineata* zu vermuten, doch geben die mir vorliegenden Stücke keinerlei Anhalt für eine solche Annahme.

---

[1]) Ähnliche, wenn auch nicht ganz vergleichbare Verhältnisse liegen bei der Gattung *Conocardium* vor. Beushausen (Lamellibranchiaten, S. 384) nimmt an, daß hier eine glatte, leicht zerstörbare Epidermis die ursprüngliche Oberfläche bildete.

[2]) Dieser Hohlraum war sehr dünn, denn, wie Herr Follmann feststellen konnte, schimmert bei gut erhaltenen Abdrücken fast stets die radiale Streifung unter der konzentrischen durch.

[3]) s. Seite 194.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Pterinea ingens n. sp.

Taf. 6, Fig. 3, 3a u. 4; Taf. 7, Fig. 2 u. 2a.

Zwei linke Schalen einer großen *Pterinea* aus den Schiefern von Mandeln gehören einer noch nicht beschriebenen Art an, die auch in der Umgebung von Koblenz vorkommt und durch den eigenartigen Schloßbau und vor allem durch ihre Schalenskulptur wohlcharakterisiert ist. Die mir vorliegenden rheinischen Exemplare stammen aus dem Siechhausbachtal bei Capellen. Es sind zwei nebeneinanderliegende und offenbar zusammengehörige Klappen; sie stammen aus den hellen, mit *Spirifer arduennensis* und *Rhynchonella daleidensis* erfüllten Grauwacken des oberen Siechhaustales und wurden von Herrn Follmann gefunden. Der Fundort gehört den Oberkoblenzschichten[1]) an.

Die neue Art ist der *Pterinea lineata* verwandt, erinnert aber im Umriß mehr an *Pterinea laevis* Goldf. Die dicke Schale hat den gleichen steil abfallenden, im rechten Winkel zum Schloßrand stehenden Vorderrand, auch hat der Hinterflügel (der an einem Exemplar fast vollständig erhalten, an den übrigen aus dem Verlauf der Anwachsstreifen zu ergänzen ist) ähnliche Dimensionen. Die Länge an den Flügeln und die Höhe der Muschel sind etwa gleich groß. Der Vorderflügel ist sehr klein.

Die linke Schalenhälfte ist stark gewölbt, der Wirbel breit, oben kurz zugespitzt; seine Ausfüllung auf dem Steinkern ragt gar nicht oder nur ganz wenig über die Schloßzähne vor. Der Übergang des gewölbten Hauptteils der Schale in den flachen hinteren Flügel erfolgt ziemlich unvermittelt, so daß eine gerundete Grenzkante[2]) entsteht. Das außergewöhnlich breite Schloßfeld trägt vor dem Wirbel zwei sehr steil gestellte und lange Schloßzähne, von denen der vordere meist gespalten ist. Manchmal findet sich schwach angedeutet noch ein dritter Schloßzahn. Dicht hinter dem Wirbel liegen ferner zwei Seitenzähne, die ebenfalls sehr steil zur Schloßlinie stehen. Der vordere ist kräftiger entwickelt

[1]) Follmann, Programm d. kgl. Gymnasiums zu Koblenz 1891, S. 27.

[2]) Die beiden in Taf. 6, Fig. 3 u. Taf. 7, Fig. 2 abgebildeten Exemplare sind in entgegengesetzter Richtung verdrückt, wodurch die Lage dieser gerundeten Grenzkante bei beiden verschieden erscheint.

als der hintere, der auf einem Exemplar nahezu obsolet wird. Die horizontale Bandarea ist sehr breit.

Der vordere Muskeleindruck liegt dicht vor dem Wirbel, ist sehr klein und tief eingesenkt; seine Ausfüllung ragt als Zapfen von elliptischem Querschnitt empor und hat eine stark gerauhte Oberfläche. Der hintere Adduktor ist groß, elliptisch und etwas oberhalb der Mitte gelegen.

Die Skulptur der linken Schale besteht aus Radiallinien, die auf dem Hinterohr am stärksten hervortreten und von kräftigen, blätterig ausgebildeten Anwachsstreifen durchkreuzt werden. Letztere zerlegen die Schalenoberfläche in mehrere Lagen und geben der Muschel ein austernartiges Aussehen. Diese charakteristische Skulptur, durch die *Pt. ingens* von allen ähnlichen Formen leicht zu unterscheiden ist, findet sich im rheinischen Devon nur noch bei *Pt. ostreiformis* Frech (Aviculiden, S. 98; Taf. XI, Fig. 9), mit der unsere Art im übrigen nichts gemein hat.

Auf der ebenen rechten Schale sind die Radialstreifen nur auf dem Hinterflügel deutlich ausgeprägt; die übrige Schalenfläche zeigt schwache Anwachsstreifen, die nach dem Rande hin zu flachen konzentrischen Bändern vereinigt sind. — Isolierte rechte Schalen sind von denjenigen der *Pterinea lineata*, denen sie ähnlich sind, durch die weniger schiefe Gestalt und die steilere Stellung der Zähne, von denjenigen der *Pt. laevis* durch das kurze Vorderohr zu unterscheiden.

Pterinea sp., affin. ovalis Follm.

Hierzu die Texttafel.

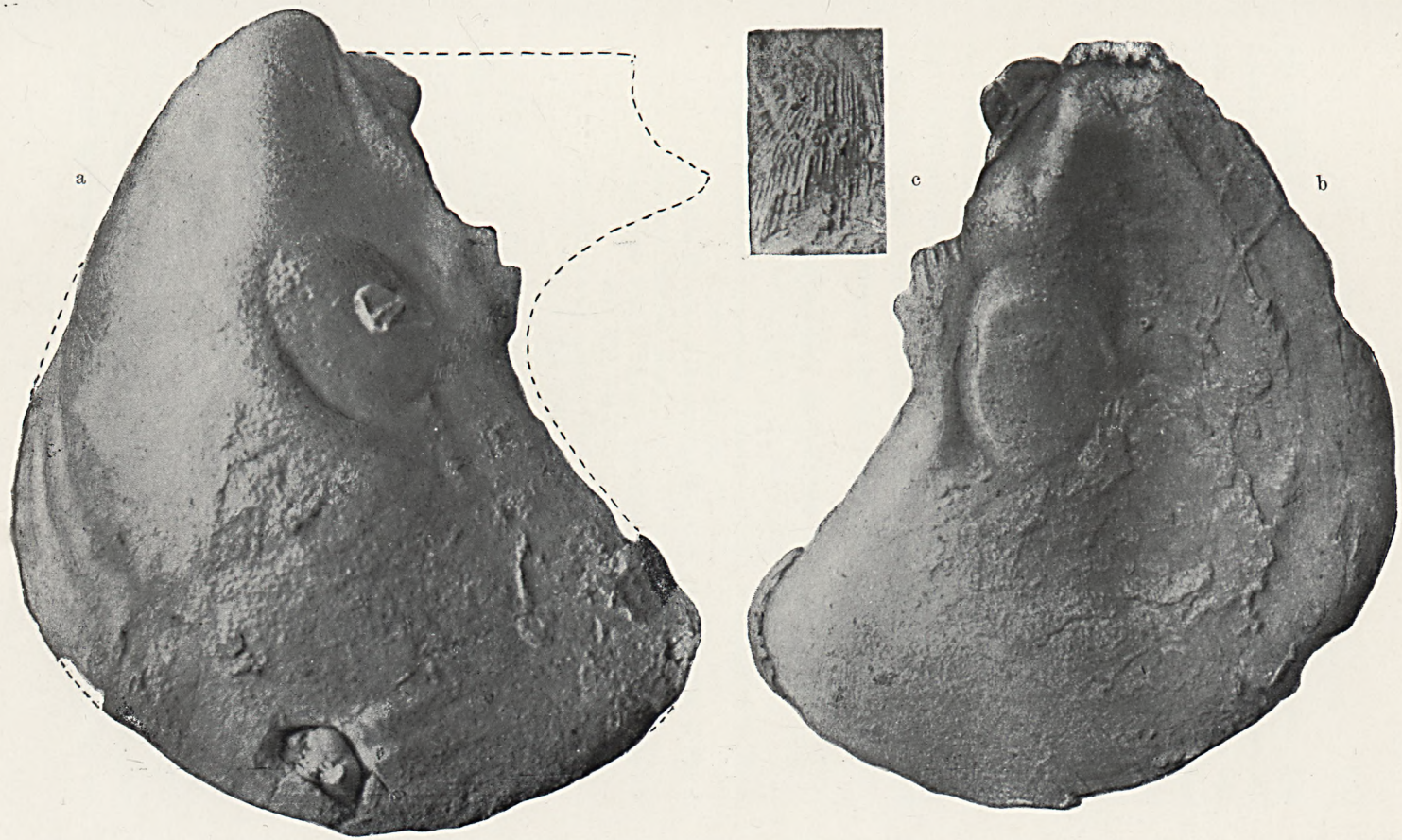
Aus der Grauwacke liegt der zweiklappige Steinkern einer sehr großen, hochgewölbten *Pterinea* vor. Der charakteristische Umriß des Hauptteils der Schale, sowie eine am Schloßrande gerade noch erkennbare, zusammenhängende Reihe von Schloßzähnen verweisen die Art in die Gruppe der *Pt. ventricosa* Goldf. Sie steht wohl am nächsten der *Pt. ovalis* Follm.[1]), von der sie sich hauptsächlich durch ihre Größe (die Höhe beträgt 12 cm), den stärker verlängerten Hinterflügel und eine Eigentümlichkeit

[1]) Follmann, Devonische Aviculaceen, S. 192; Taf. 3, Fig. 5. — Frech, Devonische Aviculiden, S. 100.

in der Skulptur unterscheidet. — Dem Unterschied in der Größe dürfte keine allzu große Bedeutung beizumessen sein, nachdem bereits Liebrecht (a. a. O. S. 456; Taf. 15, Fig. 1) ein Individuum der *Pt. ovalis* aus den Übergangsschichten des Ilsetales beschrieben hat, das ebenfalls wesentlich größer ist als das Originalexemplar. Der Vorderflügel der Art von Mandeln ist sehr kurz; der nur teilweise erhaltene Hinterflügel war, aus dem Verlauf der Anwachsstreifen zu schließen, noch erheblich länger als bei *Pt. ovalis*, die von allen Arten der *ventricosa*-Gruppe den ausgedehntesten Hinterflügel besitzt. Bei *Pt. ventricosa* selbst ist er nach Frech sehr kurz; doch möchte ich nicht unerwähnt lassen, daß sich an einem Steinkern von Miellen aus der Follmann'schen Sammlung, der ganz zweifellos zu *Pt. ventricosa* gehört, aus dem Verlauf der Anwachsstreifen an der Ansatzstelle des Flügels erkennen läßt, daß dieser ziemlich lang war und nur abgebrochen ist. An den Steinkernen ohne Skulptur, wie sie meist vorliegen und auch von Frech ausschließlich abgebildet werden, kann man natürlich nicht sicher entscheiden, ob der Flügel noch in der ursprünglichen Länge vorliegt. Die Möglichkeit, daß *Pt. ventricosa* einen wesentlich längeren Hinterflügel besaß, als bisher angenommen wird, ist jedenfalls nicht ganz von der Hand zu weisen.

Die Skulptur der *Pt. ventricosa* ist meines Wissens noch nirgends abgebildet worden. Es liegt nur eine Bemerkung von Frech (Aviculiden, S. 98, bei *Pterinea ostreiformis*) vor, wonach sie aus feinen Anwachsstreifen bestand, und dies trifft auch für die Abdrücke zu, die ich in den Koblenzer Sammlungen sah. Die Oberfläche der *Pt. ovalis* hat Liebrecht abgebildet; sie besteht ebenfalls aus Anwachsstreifen, die aber gröber sind und der Schale ein blätteriges Aussehen geben.

Zu dem Steinkern von Mandeln ist neben einem kleinen Rest des Abdrucks der linken Klappe auch derjenige der konkaven Gegenklappe erhalten, die noch von keiner der hier in Betracht kommenden Arten aus der Formenreihe der *Pt. ventricosa* bisher bekannt geworden ist. Dieser Abdruck ist fast vollständig, nur der Hinterflügel ist etwa an der gleichen Stelle abgebrochen, an



Pterinea sp., affin. **ovalis** Follm.

a = Konvexe, b = Konkave Seite des zweiklappigen Steinkerns. a ist nach dem Abdruck ergänzt.
c = Skulpturpartie aus dem Abdruck der rechten Schale (Plastolinpositiv).

Zu S. 204, 205.



der er bei dem erwähnten Miellener Stück abgebrochen ist. Die Skulptur besteht, wie bei dem Fragment der Gegenschale, auf der ganzen Fläche aus Anwachsstreifen, entsprechend denen von LIEBRECHT's *Pt. ovalis*, nur das Stückchen der Schale, das über dem hinteren Muskelansatz lag, zeigt deutliche, dichotomierende Radialstreifen. Es liegen also hier hinsichtlich der Erhaltung der Schalenzeichnung vielleicht ähnliche Verhältnisse vor, wie bei *Pterinea lineata* (vgl. Seite 200).

Es wird von künftigen Untersuchungen an dem seit Erscheinen der FRECH'schen Arbeit aufgesammelten Material von Pterineen der *ventricosa*-Gruppe abhängen, ob der Zweischaler von Mandeln einer der bereits bekannten Arten zuzuzählen ist. Vorläufig muß ich mich damit begnügen, auf die nahen Beziehungen hinzuweisen.

Actinodesma malleiforme SANDB.

Taf. 6, Fig. 1 u. 2; Taf. 7, Fig. 1.

Actinodesma malleiforme SANDBERGER, Verstein. d. rhein. Schichtensyst. in Nass., S. 282; Taf. 22, Fig. 17.
» *obliquum* MAURER, N. Jahrb. für Min. 1888, II, S. 60; Taf. 2, Fig. 2.
» *vespertilio* MAURER, ebend. S. 61; Taf. 2, Fig. 1.
» *malleiforme* FRECH, Devon. Aviculiden, S. 104; Taf. VII, Fig. 10; Taf. VIII, Fig. 5.
» *vespertilio* FRECH, ebend. S. 105 u. 165; Taf. VII, Fig. 1; Taf. VIII, Fig. 4; Taf. XVIII, Fig. 5 u. Textfig. 3.

FRECH hat von den beiden *Actinodesma*-Arten, die MAURER aufgestellt hat, *A. obliquum* eingezogen, *A. vespertilio* hingegen unter Vorbehalt bestehen lassen. Zur Zeit der FRECH'schen Bearbeitung der Aviculiden war eine ausreichende Charakterisierung der letztgenannten Art nicht möglich, da gut erhaltene Stücke nicht in genügender Zahl vorhanden waren.

Nun ist in Mandeln sowohl in der Zweischalerschicht, als auch in hellgrauen, milden Schiefern, die sich in deren Nachbarschaft finden, ein *Actinodesma* recht häufig. Alle Exemplare gehören ohne Zweifel der gleichen Spezies an und sind nur mit *A. malleiforme* und *vespertilio* zu vergleichen. Die vortreffliche Erhaltung dieser Stücke, sowie des in neuerer Zeit in der Koblenzer Gegend aufgesammelten hierher gehörigen Materials ermöglicht es,

die Frage nach der Existenzberechtigung von *A. vespertilio* zu entscheiden.

Nach Frech soll *A. malleiforme* hinter dem Wirbel kräftige, lange und schräge Zähne besitzen, *A. vespertilio* hingegen kurze, durchweg kleinere und senkrecht zum Schloßrand gestellte.

Bei dem besten Exemplar der *Actinodesma* von Mandeln, einer linken Schale, ist der Hinterflügel vollständig und mit allen Details erhalten. Er zeigt hinter dem Wirbel eine Reihe langer, schräger Zähne; die erhabenen Linien auf dem Steinkern, die den zugehörigen Zwischenräumen entsprechen, sind aber senkrecht zum Schloßrand gekerbt (Taf. 7, Fig. 1). Mit der Entfernung vom Wirbel werden die schrägen Zähne immer undeutlicher und schließlich durch scharfe, etwas unregelmäßig angeordnete, vertikale Zähne ersetzt, die nach dem Hinterende des Flügels zu obsolet werden. — Betrachtet man nun dieses Schloß in verschiedener Stellung bezw. verschiedener Beleuchtung, so treten einmal die langen, schrägen Zähne in erster Linie hervor, das andere Mal die vertikalen Erhöhungen, die den Kerben auf dem Steinkern entsprechen und in ihrer Gesamtheit den Eindruck kurzer, senkrecht gestellter Zähnchen machen, in die sie ja auch schließlich übergehen.

Den gleichen merkwürdigen Zahnbau zeigt ein in Mandeln gefundenes Bruchstück der rechten Klappe (Taf. 6, Fig. 2), dessen Hinterflügel teilweise erhalten ist. Eine rechte Schale derselben Art in außergewöhnlich schöner Erhaltung liegt mir aus der Schwerd'schen Sammlung (von Laubach, im Koblenzer Museum) vor (Taf. 6, Fig. 1). Sie ergänzt die eingangs besprochene linke Schale von Mandeln, indem sie den vollständigen Vorderflügel zeigt; er hat etwa die gleiche relative Länge wie der Hinterflügel des Stückes von Mandeln. Auch die Ausbildung des Schlosses ist auf beiden Flügeln übereinstimmend, abgesehen davon, daß auf dem Vorderflügel mit den schrägen Zähnen auch die vertikalen verschwinden, so daß eine etwas größere Strecke der Flügelspitze zahnlos bleibt.

Die Zähne unter dem Wirbel sind bei beiden Klappen der geschilderten Art teils schräg nach vorn, teils schräg nach hinten gerichtet und schließen sich nach beiden Seiten ohne Unterbrechung an diejenigen der Flügel an. Die ganze Zahnreihe liegt auf einer Leiste, die an der Ansatzstelle der Flügel etwas verbreitert ist und sich auch über die beiden zahnlosen Enden des Schloßrandes erstreckt. Eine ähnliche Leiste kommt auch bei guten Exemplaren der *Pterinea explanata* Follm., vereinzelt auch bei anderen Pterineen vor (s. S. 193).

Wie aus vorstehender Beschreibung ersichtlich, zeigt die *Actinodesma*-Art von Mandeln, wie auch diejenige von Laubach, hinsichtlich der Schloßbildung die Merkmale von *A. malleiforme* und *vespertilio* vereinigt, und man wird nicht fehlgehen, wenn man die Verschiedenheiten der beiden Arten in diesem Punkt, die an unvollkommenen Exemplaren beobachtet sind, nur auf Verschiedenheiten im Erhaltungszustand zurückführt. In der Tat kann man an schlecht erhaltenen Stücken, die auf den ersten Blick nur schräge oder nur vertikale Zähne zeigen, meist noch das richtige Schloßbild verschwommen erkennen, wenn man gute Exemplare daneben hält.

Da dem anderen Unterscheidungsmerkmal der beiden Arten, Verschiedenheit in der Stärke der Schalenwölbung, bei Fossilien in schiefrigen Gesteinen an sich keine ausschlaggebende Bedeutung zukommt[1]), ist *A. vespertilio* mit *A. malleiforme* zu vereinigen und die Art von Mandeln mit dem Sandberger'schen Namen zu belegen.

Es haben sich am Hauberg auch mehrere Abdrücke der linken Schale gefunden. Sie sind mit unregelmäßigen Anwachsstreifen bedeckt, die an der Ansatzstelle der Flügel und in der

[1]) Von den in Mandeln gefundenen Exemplaren sind die aus den Schiefern meist schwächer gewölbt, wie die ganz unverdrückten aus der Zweischalerbank. Die ebenfalls unverdrückte rechte Klappe von Laubach ist in der Wirbelgegend mäßig gewölbt, nach dem Rande zu eben bis schwach konkav. — Der Steinkern ist übrigens bis zum Mantelrand mit feinen Tuberkeln besetzt, wie sie Frech schon auf der linken Klappe beobachtet hat.

Nähe des Schalenrandes verstärkt hervortreten. Die langen Flügel sind bei guter Erhaltung immer vorhanden.

Follmannia pseudalectryonia Frech.

Taf. 8, Fig. 13.

Gosseletia pseudalectryonia Frech, Devon. Aviculiden, S. 112, Textfig. 6—8.
Follmannia[1]) » Drevermann, Paläozoische Notizen. Ber. d. Senckenberg. Naturf. Ges. in Frankfurt a. M., 1907, S. 132; Taf. I, Fig. 7.

Von dieser merkwürdigen und seltenen Art des Koblenzquarzits hat sich in der Zweischalerschicht ein schönes Exemplar (Steinkern und Abdruck der rechten Schale) gefunden. Es sei erwähnt, daß die Schale bei gleicher Aufstellung deutlich die Ausbiegung schief nach vorn zeigt, die auch das von Drevermann abgebildete Stück charakterisiert und die in geringerem Maße auch auf Frech's Abbildung zu bemerken ist.

Follmannia cancellata Maur.

Taf. 8, Fig. 12.

Gosseletia cancellata Maurer, Fauna d. rechtsrhein. Unterdevons, S. 10.
» » Frech, Devon. Aviculiden, S. 112; Taf. XIV, Fig. 8.

Diese Art, von der bisher nur die Maurer'schen Originale (*G. curvata* = *G. cancellata*), zwei linke Klappen aus den oberen Koblenzschichten von Laubach, bekannt geworden sind, ist in meinem Material von Mandeln in vier Steinkernen der rechten Schale vertreten. Zu zwei Steinkernen ist auch der fast vollständige Abdruck vorhanden; er zeigt die Skulptur des von Frech abgebildeten Bruchstückes, doch sind die Radialstreifen, verglichen mit den sie in regelmäßigen Abständen kreuzenden konzentrischen Linien, breiter und kräftiger ausgebildet als auf dem Originalabdruck. Das Gesamtbild der Schalenfläche nähert sich daher demjenigen von *Follmannia pseudalectryonia* mehr, als man an der Hand des bisher vorliegenden Materials annehmen konnte, indes unterscheiden sich die beiden Arten sehr wohl durch die übrigen von Frech angegebenen Merkmale. Andererseits liegt zur Auf-

[1]) 1908 hat Williams den ähnlich klingenden Gruppennamen *Follmanella* für Pterineen vom Typus der *Pt. ostreiformis* Frech aufgestellt (Proc. of the U. S. National Mus. 34, p. 87).

stellung einer neuen Art auf Grund der unbedeutenden Abweichung in der Schalenskulptur keine Veranlassung vor.

Die bisher noch nicht beschriebene rechte Klappe zeigt die gleiche mittelmäßige Wölbung wie die linke; am Ende des Hinterrandes befinden sich die Gruben zu den drei am hinteren Ende der Gegenschale gelegenen Seitenzähnchen und darüber noch die Grube für einen vierten Zahn. Er ist infolge der starken Annäherung an den Hinterrand sehr kurz, aber im übrigen ganz ausgebildet wie die drei anderen und diesen parallel. Dieser vierte Zahn ist noch nicht beobachtet worden und fehlt an MAURER's Originalexemplar wohl nur infolge unvollständiger Erhaltung.

Ich habe die Art zur Gattung *Follmannia* gestellt, weil die Gründe, die DREVERMANN zur Abtrennung der *Follmannia pseudalectryonia* von den typischen Gosseletien veranlaßten, auch hier gelten.

Cyrtodonta declivis A. ROEM.

Lucina declivis A. ROEMER, Verstein. d. Harzgeb., S. 25; Taf. VI, Fig. 19.
Cyrtodonta declivis BEUSHAUSEN, Oberharzer Spiriferensandstein, S. 69; Taf. III, Fig. 5.
» » FRECH, Devon. Aviculiden, S. 131; Taf. IV, Fig. 2.

Es liegen mir mehrere Exemplare dieser bisher nur aus dem Oberharzer Kahlebergsandstein bekannten Art vor. Da sich in meiner Sammlung zahlreiche, teilweise noch von dem verstorbenen Prof. BEUSHAUSEN selbst bestimmte Harzer Exemplare befinden, war es mir möglich, die Übereinstimmung der Harzer und der rheinischen Form festzustellen. Da auch zwei scharfe Abdrücke von Mandeln vorliegen, kann ich BEUSHAUSEN's Beschreibung der Art durch Mitteilung der noch unbekannten Schalenskulptur ergänzen. Sie besteht in zarten Anwachsstreifen; diese sind zu schmalen Bündeln vereinigt, die in etwa gleichweit von einander abstehenden Zonen den Wirbel umkreisen. Die im übrigen glatte Schale erscheint hierdurch mit feingestreiften, etwas eingesenkten Bändern geziert. Ihre Zahl beträgt bei dem besten der vorliegenden Abdrücke 4, ihre Breite etwa 2 mm und ihr Abstand von einander etwa 5 mm.

Cyrtodonta (Cyrtodontopsis) pseudomodiola n. sp.

Taf. 8, Fig. 1, 2, 2a, 3 u. 4.

Eine der häufigsten Formen in der Zweischalerschicht ist eine ganz merkwürdige, durch ihren außergewöhnlich breiten, sichelförmigen Schloßrand sofort auffallende *Cyrtodonta*-Art aus der Gruppe der *Cyrtodonta Kayseri* Frech, deren Vertreter dieser Autor unter dem Namen *Cyrtodontopsis* zusammengefaßt hat.

Die Schale zeigt im Umriß, in der Ausbildung der Muskelabdrücke und in der Skulptur eine so weitgehende Ähnlichkeit mit einer *Modiomorpha*, daß in Stücken, deren Schloß nicht erhalten ist, niemand eine *Cyrtodonta* vermuten könnte.

Schale eiförmig, nach vorn etwas verschmälert, mittelmäßig gewölbt. Wirbel kaum vorspringend, weit nach vorn gelegen. Vorderrand kreisförmig abgerundet, Unterrand fast gerade, hinter der Mitte etwas eingezogen. Schloßrand elegant geschwungen, sichelförmig, Hinterrand in schrägem Bogen Schloß- und Unterrand verbindend. Vom Wirbel nach der Hinterecke verläuft ein flachbuckliger, gebogener Wulst, vor dem sich eine flache, breite Depression nach dem eingezogenen Unterrande erstreckt. Die stärkste Wölbung der Schale liegt auf dem Wulst, auf dem hinteren Drittel der Schalenfläche. Die beiden Klappen sind gleich stark gewölbt.

Die Skulptur besteht aus feineren und gröberen, bündelförmig gruppierten Anwachsstreifen und entspricht völlig derjenigen der Modiolopsiden (etwa *Modiomorpha lamellosa* Sandb.).

Das breite, sichelförmige Schloßfeld zeigt einen merkwürdigen Zahnbau. In der rechten Klappe sitzt unter dem Wirbel ein starker, mehr oder weniger breiter, knopfförmiger oder gerundet-dreieckiger Zahn, der fast immer (nur bei einem Exemplar nicht) mehrfach gespalten ist, so daß man ihn auch als einen Komplex mehrerer verwachsener, unregelmäßiger Zähnchen auffassen kann. Er ist von zwei bogenförmig verbundenen Zahngruben umgeben, denen ein entsprechend gestalteter Zahnkomplex in der Gegenklappe entspricht. An den wulstigen Zahn der rechten Klappe schließen sich ungefähr vier schmale, unregel-

mäßige, schrägstehende Zähne an, die gespalten sind. Es entsteht auf diese Weise ein recht kompliziertes Schloßbild, das außerdem noch Neigung zur Variation zeigt.

Der ovale vordere Abduktor ist, namentlich in seinem oberen Teile, sehr tief eingesenkt, so daß er auf dem Steinkern als knopf- oder pyramidenförmige Erhöhung erscheint. Der hintere, jedenfalls sehr flache Abduktor ist nicht zu erkennen. —

Durch die charakteristische Schloßpartie und den tief eingesenkten vorderen Mukeleindruck ist die neue Art auch in Bruchstücken meist zu erkennen. Ein solcher Rest, der jedenfalls hierher gehört, befindet sich im Koblenzer Museum; er stammt aus der Pterineenbank von Miellen bei Ems.

Modiomorpha plana n. sp.

Taf. 5, Fig. 8—11a.

Sehr häufig und fast immer gut erhalten findet sich in der Zweischalerschicht eine flache *Modiomorpha*, die in die Reihe der Übergangsformen zwischen *M. simplex* Beush. und *M. lamellosa* Sandb. gehört.

Schale sehr flach gewölbt, eiförmig, quer-verlängert; nach vorn etwas verschmälert, mit nahe dem Vorderrand gelegenen, etwas vorragenden Wirbeln. Schloßrand gebogen, vorn kurz abgerundet, vorspringend. Unterrand fast geradlinig, etwas vor der Mitte kaum merklich eingezogen (dieser Einziehung entspricht eine ganz geringe Depression der Schale). Hinterrand steil abfallend, mehr oder weniger gebogen, mit dem Schloß- und Unterrand gleichmäßig abgerundete Ecken bildend.

Die Skulptur besteht aus bündelförmig gruppierten, feinen und groben Anwachsstreifen; die Abdrücke der Art erinnern lebhaft an diejenigen von *M. lamellosa*, doch ist die Einziehung der Streifen vor der Mitte viel geringer.

Das Schloß besteht in der rechten Klappe aus einem nach vorn gerichteten, schmalen und länglich-dreieckigen Zahn mit darüber gelegener, ebenso gestalteter Zahngrube; in der linken Klappe ist die Anordnung umgekehrt. Der Schloßrand ist zur Anheftung des Ligaments längsgestreift; auf dem plattenförmig

verdickten hinteren Teil haben die etwas divergierenden Streifen den Habitus schwacher Leistenzähne.

Der vordere, etwas gerauhte Muskeleindruck liegt nahe dem Vorderende; er hat eiförmige Gestalt, ist tief eingesenkt und durch eine kurze, aber kräftige Schwiele gestützt. Über ihm liegt ein kleiner, tiefer Fußmuskeleindruck. Der hintere, ebenfalls ovale Muskelansatz ist sehr flach. Mantellinie einfach.

Unsere Art steht zwei den Koblenzschichten entstammenden und von Beushausen näher beschriebenen Arten aus der Maurer-schen Sammlung, nämlich *Modiomorpha circularis* Maur.[1]) und *M. intermedia* Beush.[2]), nahe. Während sich *M. circularis* durch die viel kürzere Gestalt, die ihr den Namen gegeben hat, und einige andere Verschiedenheiten im Umriß ohne weiteres unterscheidet, steht *M. intermedia*, nach Beushausen's Beschreibung und Abbildung zu urteilen, der Form von Mandeln so nahe, daß ich anfänglich glaubte, sie mit ihr identifizieren zu sollen. Indes zeigte die Untersuchung eines Abgusses des Beushausen'schen Originals, das mir Herr Kustos Dr. O. Haupt in Darmstadt freundlichst zusandte, daß die beiden Arten verschieden sind. *M. plana* unterscheidet sich von *M. intermedia* sehr wesentlich durch den viel weiter nach vorn gelegenen, stärker hervortretenden Wirbel, ferner durch die tiefere Einsenkung des davorliegenden, mit der kurzen, kräftigen Schwiele versehenen Muskeleindruckes. Da außerdem *M. plana* eine ausgesprochen querverlängerte Schale, *M. intermedia* hingegen einen ziemlich gleichmäßig gerundeten, sich der Ellipse nähernden Umriß[3]) und etwas stärkere Schalenwölbung zeigt, so bekommen die beiden Arten ein ganz verschiedenes Gepräge.

M. plana kommt auch in der Umgebung von Koblenz vor; eine linke Schale mit dem zugehörigen Abdruck fand ich im

[1]) Maurer, Fauna d. rechtsrhein. Unterdevons, S. 14. — Beushausen, Lamellibranchiaten, S. 16; Taf. I, Fig. 12.

[2]) Beushausen, Lamellibranchiaten, S. 17; Taf. I, Fig. 13. — Dienst, Dieses Jahrb. für 1913, Teil I, S. 562.

[3]) Der Hinterrand des Originals ist stärker und gleichmäßiger geschwungen, als man nach Beushausen's Abbildung schließen möchte.

Greenbachtal bei Oberlahnstein in den mit *Crassatellopsis Hauchecornei* Beush. erfüllten Bänken der oberen Koblenzschichten.

Modiomorpha modiola Beush.

Modiomorpha modiola Beushausen, Lamellibranchiaten d. rhein. Devons. Abh. d. Kgl. Preuß. Geol. L.-A., N. Folge, Heft 17, S. 22; Taf. II, Fig. 1—5.

Ein zweiklappiger Steinkern und ein Teil des Abdruckes aus der Grauwacke. Das Schloß ist nicht erhalten, doch zeigt das Stück gut ausgeprägt die übrigen Merkmale der Art. Nachdem ich es mit den zahlreichen Exemplaren in den Sammlungen Schwerd und Follmann verglichen habe, trage ich hinsichtlich der Bestimmung kein Bedenken.

Macrodus (Parallelodon) mandelensis n. sp.

Taf. 8, Fig. 14, 15, 15a u. 16.

Diese Art aus der Zweischalerschicht, die wegen der Häufigkeit ihres Vorkommens ein recht bezeichnendes Glied der Haubergfauna vorstellt, dürfte der erste gut charakterisierte Vertreter von *Macrodus* im rheinischen Unterdevon sein.

Schale gleichklappig, sehr ungleichseitig, mäßig gewölbt, nach hinten ein wenig verbreitert. Wirbel nahe dem kurzen Vorderrande gelegen, nach vorn gerichtet, über den Schloßrand leicht eingekrümmt. Schloßrand lang, gerade. Vorderrand kurz beilförmig abgerundet, in fast rechtem Winkel mit dem Schloßrand zusammenstoßend. Unterrand sehr flachbogig, im mittleren Drittel fast geradlinig und dem Schloßrande parallel; er vereinigt sich in einer gleichmäßig abgerundeten Ecke mit dem Hinterrand, der in schrägem Bogen rückwärts zum Schloßrand aufgeschwungen ist, eine stumpfwinklige Ecke mit ihm bildend. Von den Wirbeln zur Hinterecke verläuft ein stumpfer, flacher Wulst, hinter dem die Schale längs des Schloßrandes zusammengedrückt ist; doch ist der Übergang des bauchigen Teiles der Schale in den zusammengedrückten ein allmählicher. Vom Wirbel verläuft nach dem Unterrand eine kaum merkliche Depression, die ihn etwas vor der Mitte trifft.

Die Skulptur besteht aus ziemlich breiten, konzentrischen Lamellen, die aber im allgemeinen nur in der Nähe des Schalenrandes scharf hervortreten und mehr oder weniger deutlich auch auf dem Steinkern sichtbar sind. Auf einem derselben (dessen Abdruck leider fehlt) sind die Lamellen bis in die Wirbelgegend zu verfolgen; ihre Zahl beträgt an diesem Stück etwa 7.

Das Schloß der rechten Klappe ist bei fast allen Stücken gut erhalten. Es besteht aus zwei vor dem Wirbel gelegenen, scharfen Zähnchen, von denen das obere der Schloßlinie ungefähr parallel läuft, während das untere mit seinem keulenförmig verdickten vorderen Ende etwas nach unten gesenkt ist. Die beiden Zähnchen divergieren infolgedessen ein wenig nach außen (vgl. Fig. 15a auf Taf. 8). Hinter dem Wirbel liegen zwei lange Leistenzähne, von denen der untere am kräftigsten ausgebildet ist. Beide endigen erst kurz vor der Vereinigung des Schloßrandes mit dem aufgebogenen Hinterrand.

Während mir die rechte Schale in acht guten Exemplaren vorliegt, ist die linke Schale in meinem Material nur einmal vertreten. Sie zeigt einen kräftigen Leistenzahn; die vorderen Zähne sind nicht zu erkennen.

Der Zahnbau verweist unsere Art in die nach Fischer durch fast horizontale Stellung der vorderen Schloßzähne charakterisierte Gattung *Parallelodon*. Beushausen sieht indes in genanntem Merkmal kein Gattungskriterium und hat daher *Macrodon* und *Parallelodon* vereinigt (Lamellibranchiaten S. 36).

Der vordere, wenig eingesenkte Muskeleindruck unserer Art ist rundlich (anscheinend kreisförmig) und liegt unter dem Wirbel in der Nähe des Vorderrandes. Der hintere Muskeleindruck ist trotz der vorzüglichen Erhaltung der Steinkerne nicht zu beobachten, er war also jedenfalls sehr flach.

Nucula Krachtae A. Roem.

Nucula Krachtae A. Roemer, Verstein. d. Harzgebirges, S. 23; Taf. 6, Fig. 10.
» » Beushausen, Lamellibranchiaten, S. 47; Taf. 4, Fig. 20.
» » W. Kegel, Taunusquarzit v. Katzenelnbogen. Abhandl. d. Kgl. Preuß. Geol. L.-A., N. Folge, Heft 76, S. 71; Taf. 2, Fig. 11.

Ein sehr gut erhaltener Steinkern. Die Harzer Art ist bekanntlich auch im rheinischen Unterdevon nicht selten; ihre ver-

tikale Verbreitung bespricht KEGEL in der oben zitierten Abhandlung.

Nucula curvata MAURER.

Nucula curvata MAURER, Fauna d. rechtsrhein. Unterdevons, S. 15.
» » BEUSHAUSEN, Lamellibranchiaten, S. 46; Taf. 4, Fig. 22 u. 23.

Ein Steinkern der linken Klappe.

Nucula Drevermanni n. sp.

Taf. 8, Fig. 5 u. 5a.

Es hat sich der vollständige Steinkern und Abdruck der linken Schale einer großen, sehr ungleichseitigen *Nucula* gefunden, die von allen bekannten Formen erheblich abweicht.

Schale mäßig gewölbt, sehr ungleichseitig, nach hinten verschmälert, mit weit nach vorn gerückten und über den Schloßrand eingekrümmten spitzen Wirbeln. Der stumpfwinklig geknickte Schloßrand geht vor den Wirbeln in schwach eingebuchteter Linie in den Vorderrand über. Vor der deutlich erkennbaren dreieckigen Ligamentgrube liegen etwa 7, hinter ihr etwa 15 Zähne vom Typus der Nuculidenzähne; die hintersten 5 — 6 sind stark entwickelt. Vorderrand kurz abgerundet, Unterrand sanft geschwungen, Hinterende schräg abgestutzt.

Der Abdruck zeigt keine Skulptur, doch mögen einzelne zarte Anwachsstreifen vorhanden gewesen sein.

Die Art muß außergewöhnlich kräftige Schließmuskeln besessen haben. Die Ansätze sind tief eingesenkt; der vordere ist oval und liegt unter dem Schloßrand, der hintere langgestreckte und durch eine Schwiele verstärkte ist sehr groß und liegt nahe dem Hinterende, über ihm befindet sich ein Fußmuskeleindruck. Die größte Dicke des Steinkerns liegt in der Mitte auf einer von beiden Abduktoren etwa gleichweit entfernt verlaufenden Linie, von der aus sich die Innenschale nach beiden Seiten ziemlich unvermittelt verflacht. Da die Außenseite der Schale hingegen ganz gleichmäßig gewölbt ist, müssen beträchtliche Unterschiede in der Schalendicke bestanden haben.

Die beiden Muskeleindrücke sind durch eine deutliche Mantellinie verbunden.

Nuculana Mülleri Beush.?

Nuculana Mülleri Beushausen, Lamellibranchiaten, S. 64; Taf. IV, Fig. 32 u. 33.

Ein etwas unvollständiges Exemplar einer *Nuculana*, deren Umriß wohl zu dem der *N. Mülleri* Beush. zu ergänzen ist, mit der das Stück auch in den übrigen Merkmalen gute Übereinstimmung zeigt. Der Abdruck ist mit zahlreichen zarten Anwachsstreifen bedeckt. Zweischalerbank.

Ctenodonta subcontracta Beush.

Taf. 8, Fig. 6.

Ctenodonta subcontracta Beushausen, Lamellibranchiaten, S. 94; Taf. VIII, Fig. 14—16.

» » J. Spriestersbach. J. Spriestersbach u. A. Fuchs, Fauna der Remscheider Schichten. Abh. d. Kgl. Preuß. Geol. L.-A., N. Folge, Heft 58, S. 30; Taf. III, Fig. 13 u. 14.

Ein außergewöhnlich scharfer Steinkern, der mit Spriestersbach's Abbildungen völlig übereinstimmt. Beushausen's Originalexemplar stammt aus den Kieselgallen führenden Schiefern von Michelbach am Kellerwald, die nach neueren Untersuchungen dem Unterkoblenz angehören[1]). Es ist stark verdrückt und nicht ganz richtig abgebildet. Spriestersbach hat bereits hervorgehoben, daß das Hinterteil der Schale weniger verschmälert ist, als man nach jener Zeichnung vermuten sollte. Ich möchte an Beushausen's Beschreibung noch berichtigen, daß der Wirbel nicht hinter der Mitte, sondern bei unverdrückten Exemplaren ziemlich genau in der Mitte der Schale liegt, und daß beide Muskeleindrücke, der vordere ovale sowohl wie der hintere viereckige, tief eingesenkt sind. Das Exemplar von Mandeln, dessen Schloß vollständig erhalten ist, zeigt vor und hinter dem Wirbel je 15 kräftige Zähne.

Ctenodonta sp., affin. neglecta Beush.

Ctenodonta, sp., aff. *neglecta* Beushausen, Lamellibranchiaten, S. 90; Taf. VII, Fig. 32 u. 33.

Ein Steinkern, der schwache Spuren konzentrischer Streifen zeigt, unterscheidet sich von der typischen *Ctenodonta neglecta* Beush. aus dem Oberharz[2]) nur durch größere Ungleichseitigkeit

[1]) P. Dienst, Fauna d. Unterkoblenzschichten (Michelbacher Sch.) d. ob. Bernbachtales b. Densberg. Dieses Jahrb. für 1913, I, Heft 3.

[2]) Oberharzer Spiriferensandstein, S. 77; Taf. IV, Fig. 22.

(weiter nach vorn gerückten Wirbel), entspricht also der zitierten, in den »Lamellibranchiaten« beschriebenen Art. Es liegt vielleicht eine neue Form vor, für die aber noch mehr Material erbracht werden muß.

Ctenodonta Krotonis A. Roem.

Nucula Krotonis A. Roemer, Beiträge z. Kenntn. d. nordw. Harzgeb. I, S. 13; Taf. 3, Fig. 5.

Ctenodonta Krotonis Beushausen, Lamellibranchiaten, S. 72; Taf. V, Fig. 24 u. 25.

Ein Steinkern stimmt mit Beushausen's Beschreibung und den mir zum Vergleich vorliegenden Stücken der *Ct. Krotonis* aus den Wissenbacher Schiefern des Oberharzes gut überein. Der geschwungene Unterrand und der Umriß lassen erkennen, daß nicht *Ct. prisca* Gf. vorliegt, mit der die Art leicht zu verwechseln ist. Vor dem hinteren Muskeleindruck liegt eine schwach angedeutete Schwiele, die auch bei Harzer Exemplaren bemerkbar ist. — *Ct. Krotonis* gehört bekanntlich dem Unteren Mitteldevon an, doch beschreibt schon K. Walther[1]) eine ihr sehr nahestehende, wenn nicht mit ihr identische Art aus den Oberkoblenzschichten von Roßbach.

Ctenodonta nassoviensis n. sp.

Taf. 8, Fig. 9, 9a, 10 u. 11.

Vereinzelt in der Grauwacke, sehr häufig hingegen in der Zweischalerschicht findet sich eine langgestreckte *Ctenodonta*-Art, die an gewisse Formen aus dem Kreise der *Ct. Maureri*, hauptsächlich an *Ct. lamellosa* Beush.[2]) erinnert, sich jedoch durch bedeutendere Längenausdehnung und andere wesentliche Merkmale von den Vertretern dieser Gruppe unterscheidet.

Schale mäßig gewölbt, immer stark quer-verlängert, mit weit vor der Mitte (etwa am Ende des ersten Schalendrittels) liegendem Wirbel, der nach vorn gerichtet und über den Schloßrand eingekrümmt ist. Schloßrand wenig gebogen; Vorderrand vorspringend, in gleichmäßigem, breitem Bogen abgerundet. Unterrand fast gerade und dem Schloßrande parallel, vor der Vereinigung mit dem Hinterrande kaum merklich eingezogen. Hinter-

[1]) Unterdevon zw. Marburg u. Herborn, S. 39; Taf. I, Fig. 6 u. 7.

[2]) Lamellibranchiaten, S. 89, Taf. VII, Fig. 34 u. 35.

rand in kurzem Bogen vom Schloßrande herablaufend, dann plötzlich schräg abgestutzt und ganz leicht eingebuchtet.

Vom Wirbel zum Hinterrande verläuft eine mäßig starke Depression, die durch zwei stumpfe, gerundete Kanten begrenzt ist. Eine zweite, sehr flache Depression verläuft vom Wirbel nach dem Unterrand. Diesen Depressionen entsprechen die oben geschilderten geringen Einziehungen des Schalenrandes.

Die Skulptur besteht aus etwa 25—28 ganz regelmäßig verlaufenden, scharfen konzentrischen Rippen, die sich in unverminderter Stärke über die ganze Schale hin erstrecken. Zwischen den Rippen und mit ihnen parallel verläuft eine außerordentlich feine Streifung (wie sie bei verwandten Formen auch beobachtet worden ist). Auch auf dem Steinkern ist die Skulptur fast immer zu erkennen.

Das Schloß zeigt zahlreiche nach außen gerichtete Zähnchen, von denen die vor dem Wirbel stehenden (etwa 5) die stärksten sind. Die Muskeleindrücke treten fast gar nicht hervor.

Ct. nassoviensis ist hinsichtlich des Umrisses und der Skulptur nur geringen Schwankungen unterworfen. Sie unterscheidet sich in dieser Hinsicht von den meisten ihrer Verwandten, die zur Variation neigen. Zu diesen gehört auch die amerikanische *Palaeoneilo muta* Hall aus der Hamilton group (Palaeontol. of New York, Lamellibranchiaten, p. 337; Taf. XLIX, Fig. 25—32), deren »more elongate form« (a. a. O. Fig. 27), wenn man von der geringen Verschmälerung des Hinterendes absieht, mit der Art von Mandeln weitgehend übereinstimmt, u. a. auch die gleiche Skulptur besitzt. Indes stellt jenes Stück nur eine anscheinend seltenere Varietät der *P. muta* vor; die typische Form zeigt nur geringe Ähnlichkeit mit *Ct. nassoviensis*, sie weicht vor allem durch ihre viel höhere und weniger gestreckte Schale ab. Es geht dies sowohl aus Hall's zahlreichen Abbildungen der *P. muta* hervor, wie auch aus seinem Vergleich zwischen dieser Art und anderen durch höhere Schalen ausgezeichneten amerikanischen Formen (*P. tenuistriata* und *fecunda*).

Der Beziehung unserer Art zu der durch anderen Umriß und andere Skulptur leicht zu unterscheidenden *Ct. Maureri* Beush.

wurde schon gedacht. Sie erinnert ferner durch ihre Skulptur an gewisse Zweischaler aus dem Kahlebergsandstein des Oberharzes, wie *Ctenodonta neglecta* und *Ct. occulta* Beush.[1]), doch entfernt sie sich auch von diesen durch den charakteristischen Schalenumriß. Auch der gestreckte Typus von *Ct. Eschbachiana* Spriestersbach[2]) aus den Remscheider Schichten steht unserer Art nahe. Er unterscheidet sich hauptsächlich durch den fast in der Mitte gelegenen Wirbel, das anders gestaltete und etwas verjüngte Hinterende der Schale und die viel geringere Zahl der Rippen (10—12 statt 25—28).

Von den in einer demnächst erscheinenden Arbeit von J. Spriestersbach beschriebenen Formen aus den Remscheider Schichten, die Beushausen's *Ctenodonta hercynica* nahestehen[3]), unterscheidet sich *Ct. nassoviensis* durch die aus sehr regelmäßigen, konzentrisch verlaufenden Rippen bestehende Skulptur, ferner durch den meist noch weiter nach vorn gelegenen Wirbel, das viel breitere Hinterende am Steinkern und die sehr schwachen Muskeleindrücke.

Ctenodonta regularis Maurer.

Ctenodonta regularis Maurer, Der Quarzit von Neuweilnau. Ber. d. Senckenberg. Naturforsch. Ges. zu Frankfurt a. M. 1902, S. 49; Taf. V, Fig. 4a—c.

Ein typisches Exemplar aus der Zweischalerschicht. In den Unterkoblenzschichten von Neuweilnau im Taunus, aus denen mir ein Vergleichsexemplar vorliegt, findet sich die Muschel recht häufig[4]); aus jüngeren Schichten ist sie meines Wissens bis jetzt noch nicht bekannt geworden.

Cucullella[5]) truncata Steininger.

Cucullaea truncata Steininger, Geognost. Beschreib. d. Eifel, S. 52; Taf. IV, Fig. 2.
Cucullella » Beushausen, Lamellibranchiaten, S. 101; Taf. V, Fig. 4—7.

---

[1]) Oberharzer Spiriferensandstein, Taf. IV, Fig. 22 bezw. 25.

[2]) Abh. d. Kgl. Preuß. Geol. L.-A., N. F., H. 58, S. 28; Taf. III, Fig. 8—10.

[3]) Spriestersbach, Neue oder weniger bekannte Versteinerungen aus dem rheinischen Devon, besonders aus dem Lenneschiefer. Abh. d. Kgl. Preuß. Geol. L.-A., N. F., Heft 80.

[4]) Eine ihr nahestehende Art aus dem Taunusquarzit beschreibt W. Kegel (Abhandl. d. Kgl. Preuß. Geol. L.-A., N. Folge, Heft 76, S. 77).

[5]) Die neuerdings vorgeschlagene Wiedereinführung des Namens *Nuculites* kann meines Erachtens bei der Ähnlichkeit der Namen *Nucula*, *Nuculana* und *Nuculites* leicht zu Verwirrung führen.

Ein großes Individuum, welches das von Beushausen (a. a. O. Fig. 6) abgebildete Stück von Daun in den Dimensionen noch etwas übertrifft.

Cucullella bisulcata n. sp.

Taf. 8, Fig. 7, 8 u. 8a.

Es liegen mehrere Exemplare einer kleinen *Cucullella* vor, die eine Mittelstellung zwischen *C. solenoides* Goldf. und *C. elliptica* Maur. einnimmt. Sie steht daher Beushausen's *C. intermedia*[1]) nahe, die jedoch durch die charakteristische Biegung ihrer Leiste von unserer Art leicht zu unterscheiden ist.

Schale dreieckig-eiförmig, nach vorn und nach hinten verschmälert, ungleichseitig, schwach gewölbt. Wirbel gerade in die Höhe gerichtet, vorragend. Schloßrand vor dem Wirbel gebogen, hinter diesem fast geradlinig. Vorderrand breit abgerundet, Unterrand geschwungen, zum hinteren Schloßrand rasch aufgebogen und in einer spitzwinkligen, abgerundeten Ecke mit ihm zusammenstoßend.

Das Schloß besteht aus zwei Zahnreihen. Die hintere, aus zahlreichen kleinen, in der Mitte geknickten Zähnchen bestehende schiebt sich über die vordere, die sich aus etwa 7—8 stärkeren Zähnen zusammensetzt, unter dem Wirbel etwas hinweg (Taf. 8, Fig. 8a). Der Zahnbau entspricht also etwa dem von *C. elliptica*.

Die gerade Leiste, etwas vor dem Wirbel sich erst deutlich abhebend, ist nach unten löffelförmig verbreitert und verflacht. Sie erstreckt sich über etwa zwei Drittel der Schalenfläche. Der vordere Adduktor ist nicht deutlich zu erkennen, der hintere gleicht einem Quadrat mit abgerundeten Ecken und ist durch eine breite, der Leiste etwa parallel verlaufende Schwiele gestützt, die wie eine zweite, hintere Leiste aussieht. Dieses Auftreten zweier paralleler Einschnitte im Steinkern läßt im Zusammenhang mit den übrigen Merkmalen die Art leicht erkennen und liegt auch ihrer Benennung zugrunde.

Der Abdruck zeigt keine Skulptur außer einigen sehr zarten, nur mit der Lupe erkennbaren Anwachsstreifen in der Nähe des Schalenrandes.

---

[1]) Lamellibranchiaten, S. 106; Taf. V, Fig. 16.

Cucullella-Arten, die der unserigen nahestehen, sind in den Koblenzschichten wiederholt beobachtet und meist mit *C. elliptica* Maur.[1]), die hauptsächlich (oder nur?) im älteren rheinischen Unterdevon vorkommt, oder mit *C. oblongata* Conr. der amerikanischen Hamilton group[2]) verglichen worden. So führt z. B. Follmann eine *Cucullella* cf. *oblongata* Conr. in seiner Fossilliste vom Nellenköpfchen[3]) auf; ferner hat K. Walther aus Haigerschichten eine Form als *C.* cf. *oblongata* beschrieben und abgebildet[4]), die unserer Art näher stehen dürfte als der amerikanischen. Sie hat einen weniger hervorragenden Wirbel und eine etwas kürzere Leiste als *C. bisulcata;* das Fehlen der Schwiele vor dem hinteren Abduktor, das Walther als nicht ganz sicher hinstellt, könnte mit dem Erhaltungszustand zusammenhängen.

C. oblongata unterscheidet sich von *C. bisulcata* durch ihre mehr elliptische Form, den flachbogigen Unterrand und das breitere Hinterende, ferner durch den wenig hervorragenden Wirbel — *C. solenoïdes* ebenfalls durch den wenig hervorragenden Wirbel, außerdem aber noch durch andere Form der Leiste, das viel längere, aufgebogene Hinterende und die Art des Zahnbaues. — Die amerikanische *C. doto* Clarke[5]) aus den Oriscany-Schichten hat mit unserer Art den subtriangularen Umriß und die deutliche Ausbildung der hinteren Muskelschwiele gemein, ist aber viel größer, hat anderes Schloß und gebogene Leiste. Sie schließt sich im ganzen Habitus mehr an *C. triquetra* Conr. an.

C. elliptica, deren Jugendformen wegen des Auftretens einer hinteren Muskelschwiele ebenfalls unserer Art sehr ähnlich werden, weicht ab durch die bei *C. oblongata* angegebenen Merkmale, insbesondere den gleichmäßig gerundeten Umriß, den das breitere Hinterende und der dickere und weniger hervorragende Wirbel hervorbringen.

---

[1]) Beushausen, Lamellibranchiaten, S. 104; Taf. 5, Fig. 9—15. — Dienst, Unterkoblenzsch. d. ob. Bernbachtales bei Densberg, S. 565; Taf. 16, Fig. 22—24.

[2]) Vergl. Hall, Pal. of New York, 5. Teil, 1, p. 324; Taf. XLVII, Fig. 1—12.

[3]) Programm d. kgl. Gymnasiums zu Koblenz 1891, S. 11.

[4]) N. Jahrb. f. Min. usw., Beilageband XVII, S. 40; Taf. I, Fig. 8.

[5]) Mem. New York State Museum 9, II, p. 140; Taf. 33, Fig. 5—10.

Cypricardinia crenistria Sandb.

Cypricardia crenistria Sandberger, Verst. d. rheinisch. Schichtensyst. in Nassau, S. 263; Taf. 28, Fig. 5.

Cypricardinia » Beushausen, Lamellibranchiaten, S. 178; Taf. XVI, Fig. 9—13.

Ein vollständiger »Skulpturs teinkern« der rechten Klappe mit der charakteristischen Skulptur.

Die Art ist auch aus den obersten Koblenzschichten des Ruppachtals bekannt und geht bis ins Mitteldevon hinauf (Burhenne, Abh. d. Kgl. Preuß. Geol. L.-A., N. Folge, Heft 29, S. 32).

Cypricardinia Richteri n. sp.

Taf. 8, Fig. 17—19.

In der Zweischalerschicht haben sich mehrere linke und rechte Schalen einer *Cypricardinia* gefunden, die sich mit keiner der bekannten Arten vereinigen läßt. Ein zweiklappiges Exemplar wurde nicht beobachtet, doch läßt der Umstand, daß die vorliegenden rechten Klappen stärker gewölbt sind als die linken, stärker hervortretende Kiele und gröbere Skulptur aufweisen, wohl darauf schließen, daß die Muschel ungleichklappig war, wie die übrigen Vertreter der Gattung.

Schale sehr ungleichseitig, mit nach vorne eingebogenen, dicht am Vorderrande gelegenen Wirbeln, unter denen sich eine deutliche Lunula befindet. Schloßrand gebogen, nach hinten stark verlängert; Vorderrand kurz abgerundet. Unterrand flachbogig, vor der Mitte deutlich eingezogen, nach hinten verlängert. Hinterrand vom Schloßrande aus schräg nach hinten herabsteigend, dann (im unteren Drittel) plötzlich herausgebogen und in abgerundeter Ecke mit dem Unterrand zusammenstoßend. Durch die Ausbiegung des Hinterrandes entsteht eine zungenförmige Verlängerung der Schale.

Vom Wirbel nach diesem zungenförmig gestalteten Hinterende zieht sich eine gerundete, stark hervortretende Kante, die in der rechten Schale kielartig gestaltet ist und den konkav zusammengedrückten hinteren Flügel scharf abschnürt.

Die vordere Diagonalfurche ist deutlich ausgeprägt.

Die Skulptur besteht aus breiten, in der rechten Klappe weniger zahlreichen, aber anscheinend gröberen, dachziegelartig übereinanderliegenden, konzentrischen Bändern, die sehr regelmäßig verlaufen und auch auf dem hinteren Flügel in unverminderter Stärke bis zum Schloßrand weitergehen. Ein besonders scharfer Abdruck zeigt außerdem Spuren einer mit bloßem Auge nicht erkennbaren Radialskulptur.

Schloßzähne wurden nicht beobachtet. Der vordere Muskeleindruck ist eiförmig, ziemlich tief eingesenkt und nahe dem Vorderrande gelegen.

Unsere Art, die ich zu Ehren des Herrn Dr. Rud. Richter benenne, erinnert in mancher Beziehung an die mitteldevonischen Arten *Cypricardinia scalaris* Phill.[1]) und *C. lima* Schnur[2]). Von ersterer unterscheidet sie sich durch die Ungleichklappigkeit im entgegengesetzten Sinne, von letzterer durch die deutliche Abschnürung des Hinterflügels; von beiden ferner durch die stärker entwickelte vordere Diagonalfurche und die mehr quer-verlängerte Gestalt. Die amerikanische *C. indenta* Conr.[3]) aus der Hamilton group ist höher, erreicht bedeutendere Größe und zeigt deutlichere Radialskulptur.

Recht bezeichnend ist für die Art von Mandeln das ausgeschweifte Hinterende, dessen Gestalt sich auch bei unvollständigen Stücken in der entsprechenden Biegung der Skulpturbänder ausprägt[4]).

In der Literatur sind auch aus dem Unterdevon wiederholt *Cypricardinia*-Arten genannt, die der unserigen nahestehen oder mit ihr identisch sein mögen. So erwähnt Maurer eine *C.* cf.

[1]) Beushausen, Lamellibranchiaten, S. 179; Taf. XVI, Fig. 2. — Whidborne, Devonian Fauna of the South of England, Vol. II, p. 5; Taf. I, Fig. 6—8.

[2]) Beushausen, Lamellibranchiaten, S. 182; Taf. XVI, Fig. 1.

[3]) Hall, Palaeont. of New York, Lamellibranchiaten, S. 485; Taf. LXXIX, Fig. 6—16 u. 23.

[4]) Durch die Gestalt des Hinterendes (aber auch durch die Wölbungsverhältnisse) unterscheidet sie sich auch von der ihr nahestehenden *Cypricardinia gratiosa* Barrois (non Barrande), die in Mém. de la soc. géol. du Nord, Bd. III (1889), p. 170 (Taf. 11, Fig. 10) beschrieben ist. Von dieser Art ist leider nur eine rechte Schale vorhanden, so daß sich ein genauerer Vergleich nicht durchführen läßt.

lamellosa Sandb. (*C. lamellosa* Sandb. = *C. Sandbergeri* Beush., Lamellibranchiaten, S. 181) von Lahneck und von Oppershofen[1]), Frech eine *C.* aff. *lamellosa* Sandb. aus den obersten Koblenzschichten von Haiger[2]). Da besonders die rechte Klappe von *C. Richteri* infolge der deutlichen Abschnürung des Flügels bei ungünstiger Erhaltung leicht mit *Cardiomorpha Humboldti* Hoeningh.[3]) zu verwechseln ist, könnte auch die von Wirthgen und Zeiler von verschiedenen Oberkoblenzfundorten zitierte »*Pholadomya* sp.«, die mit jener Art verglichen wird[4]), in die Nähe der Form von Mandeln gehören.

Cypricardella rhomboidalis A. Fuchs.

Cypricardella rhomboidalis A. Fuchs. Einige neue oder weniger bekannte Molluskoiden usw. Dieses Jahrb. für 1912, II, S. 69; Taf. 6, Fig. 6.

Nur das Originalexemplar hat sich gefunden.

Goniophora nassoviensis Kayser.

Goniophora nassoviensis Kayser, Dieses Jahrb. für 1884, S. 21.
» » Beushausen, Lamellibranchiaten, S. 203; Taf. XVII, Fig. 4—9.

Die Art ist sowohl in der Grauwacke als auch in der Zweischalerschicht nicht selten.

Goniophora applanata Beush.

Goniophora applanata Beushausen, Lamellibranchiaten, S. 207; Taf. XVII, Fig. 17—20.

Eine rechte Schale aus der Zweischalerbank. Es sei darauf hingewiesen, daß K. Walther die Art auch in den obersten Koblenzschichten von Roßbach (Unterdevon zwischen Marburg a. d. L. und Herborn, S. 43) aufgefunden hat.

Conocardium rhenanum Beush.

Conocardium rhenanum Beushausen, Lamellibranchiaten, S. 402; Taf. XXX, Fig. 5—8.

Je ein Exemplar aus der Zweischalerschicht und aus der Grauwacke. Die Abdrücke zeigen die durch die Prismenschicht

---

[1]) Fauna d. rechtsrhein. Unterdevons (1886), S. 31 u. 49.

[2]) Geol. d. Umgebung v. Haiger, S. 3. — Über d. rhein. Unterdevon usw., S. 222.

[3]) Beushausen, Lamellibranchiaten, S. 278; Taf. XXV, Fig. 12.

[4]) N. Jahrb. f. Min. usw., Jahrg. 1852, S. 933 (Nr. 65 der Fossilliste).

hervorgerufene feine Gitterung der Oberfläche. Auch in Haiger konnte ich die Art auffinden.

Grammysia anomala Goldf. var. rhenana Beush.

Pholadomya anomala Goldfuss, Petref. Germ. II, p. 272; Taf. 157, Fig. 9.
Grammysia » » var. *rhenana* Beushausen, Lamellibranchiaten, S. 237; Taf. XXII, Fig. 8—10.

Ein zweiklappiger Steinkern einer sehr ungleichseitigen *Grammysia* ist, da er quer zur Schieferung lag, in der Richtung der Höhenachse etwas verdrückt, zeigt aber im übrigen die typischen Merkmale der *Grammysia anomala*, insbesondere neben geradem Schloßrand den eigenartigen Verlauf der konzentrischen Rippen, der die Art von den in Betracht kommenden ähnlichen Formen zu unterscheiden gestattet.

Beushausen kennt *Gr. anomala* var. *rhenana* aus dem Oberkoblenz; in Übergangsschichten, die etwa dem Horizont von Mandeln entsprechen, hat sie neuerdings W. E. Schmidt in der Gegend von Altenhundem aufgefunden[1]).

IV. Molluscoidea.

Brachiopoda.

Spirifer cultrijugatus F. Roem., var. auriculata Sandb.

Taf. 9, Fig. 11.

Spirifer auriculatus Sandberger, Verst. d. rhein. Schichtensyst. in Nassau, Taf. 32, Fig 4.
» » Kayser, Fauna d. Hauptquarzits usw., Abh. d. Kgl. Preuß. Geol. L.-A., N. Folge, Heft I, S. 21; Taf. I, Fig. 1 u. 2.
» *cultrijugatus* F. Roem. var. *auriculata* Sandb. bei Scupin, Spiriferen Deutschlands. Paläont. Abhandl. v. Dames u. Kayser, 1900, N. Folge, Bd. 4, S. 35; Taf. III, Fig. 2 u. 3.

Die Art kommt in den Grauwackenbänken außerordentlich häufig, in den Schiefern und der Zweischalerschicht etwas seltener vor. Die Erhaltung ist fast stets vortrefflich, manchmal ist auch die Schale noch vorhanden. Alle mir vorliegenden Exemplare gehören der Sandberger'schen Varietät an, deren Merkmale

[1]) Cultrijugatuszone und unteres Mitteldevon südlich d. Attendorn-Elsper Doppelmulde. Dieses Jahrb. f. 1912, Teil II, S. 281.

Kayser[1]) und Scupin[2]) angegeben haben. Meine Abbildung, Taf. 9, Fig. 11, gibt einen zweiklappigen, ganz unverdrückten Steinkern wieder. Er stammt nicht aus dem Steinbruch am Hauberg, sondern aus einem Aufschluß in den gleichen Schichten an einem Feldweg westlich des Dorfes Mandeln.

Spirifer auriculatus vom Hauberg ist in zahlreichen Exemplaren im Museum der Geologischen Landesanstalt, in der Sammlung des Verfassers und in anderen Sammlungen vertreten.

Spirifer curvatus Schloth.

Spirifer curvatus Scupin, Spiriferen Deutschlands, S. 38; Taf. III, Fig, 8—11.

Diese Art, die bekanntlich ihre Hauptverbreitung im Mitteldevon hat, ist hier ebenso häufig, wie an der Papiermühle bei Haiger und in den Oberkoblenzschichten des Oberharzes.

Die Steinkerne aus der Grauwacke von Mandeln zeigen aufgeschlagen manchmal das wohlerhaltene Spiralgerüst, wie dies besonders gut an einem Exemplar der Sammlung Fuchs in der Geologischen Landesanstalt zu sehen ist.

Spirifer paradoxus Schloth.

Spirifer paradoxus Scupin, Spiriferen Deutschlands, S. 89.
» » Liebrecht, Geol. u. Pal. d. Gebietes um den Dreiherrnstein S. 461.

Liebrecht erwähnt bereits das Vorkommen in Mandeln und betont die bedeutende Größe der Exemplare; auch mir liegt ein Individuum von 11 cm Breite von dort vor. *Sp. paradoxus* wird von K. Walther, wie schon eingangs erwähnt, als typisch für einen bestimmten Horizont der obersten Koblenzschichten bezeichnet (a. a. O. S. 29), den dieser Autor mit dem Namen Haigerschichten belegt; nach Beushausen (Devon d. nördlichen Oberharzes, S. 47) charakterisiert die Art auch ein Niveau im Harzer Kahlebergsandstein. Ihre Bedeutung als Leitfossil für solche engere Gliederung wird jedoch eingeschränkt durch Beobachtungen von A. Fuchs, die in der Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellschaft 1907, S. 114, Anmerk. 1, niedergelegt sind.

---

[1]) N. Jahrb. f. Min. usw., 1884, S. 239, und Hauptquarzit, S. 21.
[2]) a. a. O. S. 34 u. 35.

Spirifer subcuspidatus Schnur typus.

Spirifer subcuspidatus Scupin, Spiriferen Deutschlands, S. 17.

Von dieser Art liegt nur ein einziges, aber wohldefiniertes Exemplar vor, das sich im Museum der Geologischen Landesanstalt befindet.

Spirifer alatiformis (Kayser) Drevermann.

(= Spirifer subcuspidatus Schnur, var. alata Kayser).

Spirifer subcuspidatus Schnur, var. *alata* Kayser. Kayser, Brachiop. d. Eifel. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1871, S. 573.

» » » , mut. *alata* Frech, Geologie d. Umgeb. v. Haiger, S. 3 u. 35; Taf. III, Fig. 2.

nicht » » » , var. *alata* Kayser, Hauptquarzit, Taf. I, Fig. 7—10.

» » » , » » Scupin, Spiriferen Deutschlands, S. 20; Taf. II, Fig. 1 u. 2.

» *alatiformis* Drevermann, Paläozoische Notizen. Ber. d. Senckenberg. Naturforsch. Ges. in Frankfurt a. M. 1907, S. 126.

» *alatus* A. Fuchs. J. Spriestersbach u. A. Fuchs, Fauna der Remscheider Schichten. Abh. d. Kgl. Preuß. Geol. L.-A., N. Folge, Heft 58, S. 63—65.

» *Fuchsi* W. E. Schmidt, Cultrijugatuszone u. Unt. Mitteldevon südl. d. Attendorn-Elsper Doppelmulde, S. 316.

Ich führe diese Art auf Grund der von P. Dienst angestellten kritischen Betrachtungen über die bisherige Nomenklatur[1]) unter dem von Drevermann vorgeschlagenen Namen an. Sie ist bekanntlich auch in Haiger nicht selten und ist für das jüngste Unterdevon und das untere Mitteldevon bezeichnend. In Mandeln steht sie, was Häufigkeit des Vorkommens anbetrifft, in der Grauwacke etwa an dritter, in der Zweischalerbank an erster Stelle unter den Spiriferen.

Spirifer carinatus Schnur.

Spirifer carinatus Schnur, Brachiop. d. Eifel. Palaeontographica, Bd. III, S. 202; Taf. 33, Fig. 2.

» » Assmann, Fauna der Erbslochgrauwacke. Dieses Jahrb. für 1910, I, S. 146; Taf. 8, Fig. 8a.
Dort auch die Zusammenstell. d. ält. Literatur.

» » Liebrecht, Geol. u. Pal. d. Gebietes um d. Dreiherrnstein, S. 461.

[1]) Dieses Jahrb. für 1913, I, S. 574.

Ein zweiklappiger Steinkern mit dem Abdruck der Stielklappe, der gewöhnlichen, engberippten Varietät angehörend. Liebrecht erwähnt ein Bruchstück von Mandeln.

Spirifer arduennensis Schnur.

Spirifer arduennensis Schnur, Brach. d. Eifel, S. 199; Taf. 32, Fig. 3 u. Taf. 32b, Fig. 2.
» » Assmann, Fauna d. Erbslochgrauwacke, S. 143. Dort auch die Zusammenstell. d. ält. Literatur.
» » Liebrecht, Geol. u. Pal. d. Gebietes um d. Dreiherrnstein, S. 461.

Nach Liebrecht haben sich Reste von *Sp. arduennensis* in einer Brachiopodenplatte gefunden (Samml. d. Univers. Marburg). Die Art muß in Mandeln selten oder, was wahrscheinlicher ist, auf bestimmte Bänke beschränkt sein, da sich unter dem reichen Material, das mir vorliegt, kein einziges Exemplar befindet.

Cyrtina heteroclita[1]) Defr. typus.

Calceola heteroclita Defrance, Dict. sc. nat., Tome LIII, p. 156; Atlas, pl. LXXX, Fig. 3.
Cyrtina » Defr. (type) Oehlert, Études sur quelques fossiles dévoniens de l'ouest de la France. Ann. des sciences géolog., Bd. 19, Art. Nr. 1, S. 41; Taf. III, Fig. 21—23.
» » typus A. Fuchs, Einige neue od. weniger bekannte Molluskoiden u. Mollusken aus deutsch. Devon. Dieses Jahrb. für 1912, II, S. 55; Taf. 4, Fig. 7.

Es liegt mir ein guter Abdruck dieser durch die geringe Zahl der zugeschärften Seitenfalten gekennzeichneten Varietät vor. Sie ist bereits durch A. Fuchs von Mandeln bekannt gemacht; dieser Autor erwähnt auch ihr Vorkommen in Haiger und macht auf ihre auffallend geringe Verbreitung im übrigen rheinischen Unterdevon aufmerksam.

Cyrtina heteroclita Defr., var. intermedia Oehl.

Cyrtina heteroclita Defr., var. *intermedia* Oehlert, Études sur quelques fossiles dévoniens de l'ouest de la France, S. 42; Taf. III, Fig. 29—35.

Je ein Exemplar aus der Sammlung der Geologischen Landesanstalt und aus derjenigen des Verfassers mit je vier Falten zu

[1]) Über die vertikale Verbreitung von *C. heteroclita* siehe Kayser, Ann. de la Soc. Géol. de Belgique, Bd. 22, S. 207. — Loewe, N. Jahrb. f. Min., Beilageband 35, S. 56.

beiden Seiten des Sinus. Auch diese Varietät liegt mir in mehreren Exemplaren von Haiger vor.

Athyris concentrica v. Buch.

Terebratula concentrica v. Buch, Über Terebrateln (1834), S. 103.
Spirigera concentrica H. Loewe, Die nord. Devongeschiebe Deutschlands. N. Jahrb. f. Min. usw., Beilagebd. XXXV, S. 56; Taf. I, Fig. 15.

Sehr häufig, in der gleichen Erhaltung wie an der Papiermühle bei Haiger, wo diese Art ebenfalls einen charakteristischen Bestandteil der Fauna bildet[1]). *A. concentrica* hat bekanntlich ihre Hauptverbreitung im Mitteldevon[2]), kommt aber nach Frech (Über das rhein. Unterdevon usw., S. 217, Anm. 2) und Loewe (a. a. O. S. 57) vereinzelt sogar schon im tiefen Unterdevon vor. — Geologisches Landesmuseum und Sammlung des Verfassers.

Anoplotheca venusta Schnur.

Anoplotheca venusta Schnur, Brach. d. Eifel, S. 180; Taf. 24, Fig. 3.
» *lamellosa* Sandberger, Sitz.-Ber. d. Kais. Akad. d. Wissensch. in Wien, Math.-naturw. Kl., Bd. 16, S. 5.

Überall im Aufschluß verbreitet.

Atrypa reticularis L.

Atrypa reticularis Linné. Davidson, Brit. Devon. Brachiop., Taf. X, Fig. 3.
» » Liebrecht, Geol. u. Pal. d. Gebietes um d. Dreiherrnstein, S. 458.
» » H. Loewe, Die nord. Devongeschiebe Dtschlds., S. 58; Taf. II, Fig. 5.

Atrypa reticularis ist in Mandeln (ebenso in Haiger) neben *Uncinulus pila* das gemeinste Fossil. Auch in dem Gemeindesteinbruch des benachbarten Dorfes Strassebersbach, in dem eine petrographisch mit der des Hauberges völlig übereinstimmende Grauwacke aufgeschlossen ist, besteht eine braunschwarze, eisenschüssige Bank fast ausschließlich aus Steinkernen dieser Art.

Dieses Massenauftreten ist, wie in der Einleitung bereits erwähnt wurde, nach Frech[3]) sehr bezeichnend für den obersten Horizont der Koblenzschichten.

---

[1]) Frech, Geologie von Haiger, S. 3 und 4.

[2]) In den mitteldevonischen Schiefern von Leun, in denen die Art noch nicht mit Sicherheit nachgewiesen war, fand ich einen Steinkern mit Abdruck, der sich wegen der gleichen Art der Erhaltung mit den unterdevonischen Stücken gut vergleichen läßt und mit ihnen übereinstimmt.

[3]) Über d. rhein. Unterdevon u. d. Stellung d. »Hercyns«, S. 217 u. 222. Das Vorkommen in Mandeln wird dort als Beispiel angeführt.

Die Exemplare vom Hauberg zeichnen sich durch bedeutende Größe aus, während diejenigen von Haiger sich um das normale Durchschnittsmaß der mitteldevonischen Stücke der Eifel oder der oberdevonischen vom Iberg bewegen.

Retzia (?) sp.

Den Abdruck einer Ventralklappe, der je 7 Falten seitlich des gerundeten Sinus und einige Anwachsstreifen in der Nähe des Stirnrandes zeigt, möchte ich zu *Retzia* stellen; eine nähere Bestimmung ist nicht möglich.

Chonetes sarcinulata Schloth.

Terebratulites sarcinulata Schlotheim, Petrefaktenk. S. 256; Taf. 29, Fig. 3.
Chonetes sarcinulata Liebrecht, Geol. u. Pal. d. Gebietes um d. Dreiherrnstein, S. 468.

Chonetes plebeja Schnur.

Chonetes plebeja Schnur, Brach. d. Eifel, S. 226; Taf. 42, Fig. 6.
» » Liebrecht, Geol. u. Pal. d. Gebietes um d. Dreiherrnstein, S. 468.

Die beiden vorgenannten Arten erfüllen eine bankig abgesonderte Partie in der Grauwacke, die auch *Chonetes dilatata* und vereinzelte andere Brachiopoden enthält, sind aber im übrigen am Hauberg nicht allzu häufig.

Chonetes dilatata F. Roem.

Orthis dilatata F. Roemer, Rhein. Übergangsgebirge, S. 74; Taf. 18, Fig. 5.
Chonetes » Kayser, Hauptquarzit, S. 61 u. 104; Taf. VI, Fig. 6 u. Taf. XII, Fig. 23.

Außergewöhnlich schöne und große Exemplare, die hauptsächlich in der Grauwacke, etwas seltener in den Schiefern vorkommen.

? Rhynchonella (Camarotoechia) daleidensis F. Roem.

Rhynchonella daleidensis F. Roemer, Rhein. Übergangsgeb. S. 65; Taf. I, Fig. 7.

Das Vorkommen dieser Art ist fraglich. v. Dechen erwähnt sie wiederholt von Mandeln in seinen Erläuterungen z. geol. Karte der Rheinprov. und der Prov. Westf. (II. Teil, S. 103 ff.). Ich habe nur einen sehr schlechten Steinkern gesehen, der möglicherweise auch der neuerdings von Fuchs beschriebenen *Rhynchonella dillensis* angehört haben könnte.

Rhynchonella (Uncinulus) pila Schnur.

Terebratula pila Schnur, Brach. d. Eifel, S. 186; Taf. 26, Fig. 1.
Uncinulus pila K. Walther, Unterdevon zw. Marburg u. Herborn, S. 60.
» » Drevermann, Fauna v. Oberstadtfeld. Palaeontographica Bd. 49, S. 103.
Rhynchonella pila Liebrecht, Pal. u. Geol. d. Gebietes um d. Dreiherrnstein, S. 457.
» » A. Fuchs, Einige neue od. weniger bekannte Molluskoiden usw. S. 58; Taf. 4, Fig. 13.

Ungemein häufig. Wie bereits in der Einleitung bemerkt wurde, erfüllt diese Art mehrere Bänke im Schiefer fast ausschließlich, ist aber auch sonst im ganzen Aufschluß verbreitet. Sehr scharfe Kerne, die auch die Gefäßeindrücke zeigen, finden sich in der Zweischalerschicht und den ihr parallel laufenden mulmigen braunen Bänkchen (A. Fuchs hat eine gute Abbildung eines solchen Steinkernes gegeben); aus dem unreinen, blaugrauen Kalk, in den eine der »Pilabänke« allmählich übergeht, sind auch Schalenexemplare zu erhalten.

Außer am Hauberg findet sich *Rh. pila* noch an verschiedenen anderen Punkten in der Umgebung von Mandeln; die Gebrüder Sandberger[1]) kennen sie von Bergebersbach und Frohnhausen, und auch verschiedene andere Autoren, u. a. v. Dechen und Maurer, haben ihr Vorkommen in dieser Gegend erwähnt. Sehr gemein ist sie ferner in den obersten Koblenzschichten von Haiger (in den älteren Fossillisten als *Rh. Orbignyana* aufgeführt).

Es möge erwähnt sein, daß bei einzelnen Brachialklappen vom Hauberg der Wulst deutlicher gegen die Seitenteile der Schale abgesetzt ist, als dies bei der typischen *Rh. pila* (vergl. z. B. Schnur's Abbildung Taf. 26, Fig. 1b) der Fall zu sein pflegt. Es entsteht dadurch eine gewisse Annäherung an *Rhynchonella Goldfussi* Schnur[2]). — Ähnliche Stücke haben offenbar auch Schnur von Daleiden vorgelegen, denn dieser Autor erwähnt ein Vorkommen von *Rh. Goldfussi* in der dortigen Grauwacke (a. a. O. S. 188), und Kayser (Zeitschrift d. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 23, S. 511) bemerkt dazu, daß sich die dort vorkommenden Formen »näher an *Rh. pila* anschließen.«

[1]) Verstein. d. rhein. Schichtensyst. in Nassau, S. 341.
[2]) Brachiopoden d. Eifel, Taf. 26, Fig. 4k u. 4l.

Rhynchonella (Wilsonia) dillensis A. Fuchs.

Rhynchonella (Wilsonia) dillensis A. Fuchs, Einige neue oder weniger bekannte Molluskoiden usw., S. 57; Taf. 4, Fig. 12a—d.

Diese Art, von der bisher nur das von Mandeln stammende Originalexemplar (Sammlung A. Fuchs, Geolog. Landesanstalt, Berlin) bekannt war, konnte ich auch in den obersten Koblenzschichten von Haiger nachweisen.

Rhynchonella (Eatonia?) n. sp.

Taf. 9, Fig. 17 u. 18.

Es liegen drei Stielklappenkerne einer Rhynchonellide vor, die Beziehungen zur Oberstadtfelder *Eatonia eifeliensis* Drevermann[1]) zeigt, sich von ihr jedoch durch die kräftige radiale Streifung auf dem dem Schalenrand genäherten Teil, durch Dichotomie der Rippen und andere Merkmale unterscheidet.

Der Muskelzapfen ist am Hinterrande leicht eingezogen und läßt den schwachen Eindruck eines Medianseptums erkennen, das sich nicht bis zum Wirbel fortsetzt. Die Zahnschlitze sind sehr kräftig und umfassen, wesentlich abgeschwächt, den ganzen Muskelzapfen mit einer deutlichen Einsenkung. Die Zahl der Rippen im Sinus beträgt am Stirnrand etwa 8; auf den Seitenteilen war sie wegen unvollständiger Erhaltung nicht festzustellen; ich schätze ihre Zahl auf mindestens 20 für jede Seite.

Es liegt zweifellos eine neue, schon allein durch das Auftreten von Spaltrippen gut charakterisierte Art vor, der ich aber, da Abdrücke fehlen, vorläufig noch keinen Namen geben möchte. Auch in Haiger konnte ich ein Exemplar auffinden.

Dielasma Follmanni n. sp.

Taf. 9, Fig. 8, 8a, 9, 10, 10a und 10b.

Die neue Art gehört zu den häufigsten Brachiopoden der Zweischalerschicht. Viele Exemplare sind verdrückt, doch lassen alle die typische pentagonale Grundgestalt und die eigenartige Ausbildung der Ventralmuskeln erkennen. Auch zweiklappige Stücke sind nicht selten.

[1]) Palaeontographica Bd. 49, S. 105; Taf. XII, Fig. 17—19. Dienst, Dieses Jahrb. f. 1913, I, S. 591.

Beide Klappen sind ziemlich gleich stark gewölbt, die große etwas mehr als die kleine. Die stärkste Wölbung beider Schalen liegt dicht vor den Wirbeln, wo sie etwas aufgebläht erscheinen; nach dem sehr scharfen Stirnrande hin sind sie stark verflacht. Ein Schnitt in der Symmetrieebene zeigt infolgedessen die Form eines umgekehrten Tropfens (Taf. 9, Fig. 10b).

Umriß fünfseitig. Der Sinus der Ventralklappe nimmt nicht ganz ein Drittel der Schalenbreite ein; er ist von zwei mehr oder weniger stark hervortretenden, gerundeten Kanten begrenzt. Der Sattel der Dorsalklappe beginnt etwa in der Mitte der Schale, tritt aber erst in der Nähe des Stirnrandes deutlich hervor.

Die Oberfläche der Schale trägt konzentrische, zonenweise angeordnete Anwachsstreifen, außerdem ist aber bei sehr gut erhaltenen Abdrücken eine ganz zarte Radialskulptur zu beobachten. In der Nähe der Wirbel ist die Schale glatt.

Der dicke, aufgeblähte Wirbel der großen Klappe ist stark übergebogen. Die Zahnstützen sind ziemlich kräftig entwickelt. Die Schließmuskelansätze sind in der Richtung der den Sinus begrenzenden Kanten gestreift. Diese auf allen Steinkernen erkennbare Streifung ist in Verbindung mit der Gestalt der Muskeleindrücke sehr charakteristisch und ermöglicht es, auch Steinkerne von Jugendformen (Taf. 9, Fig. 9) leicht von verwandten Arten zu unterscheiden. — Die kleine Klappe zeigt ein fast zwei Drittel der Schalenlänge einnehmendes Medianseptum, dem ein scharfer Einschnitt auf dem Steinkern entspricht. Die Zahnstützen sind hier kurz und kräftig und dem Schloßrand sehr nahe gerückt.

Der pentagonale Umriß von *D. Follmanni* sowie die wulstartige Aufwölbung der Schale zu beiden Seiten des Sinus erinnern an gewisse spanische Athyriden, vor allem an die von DE VERNEUIL und D'ARCHIAC beschriebene *Athyris Toreno*[1]). — Ob die Art von Mandeln zu *Dielasma* oder *Athyris* zu stellen ist, kann natürlich nicht positiv entschieden werden, da kein Armgerüst bekannt ist; die Bestimmung erfolgte lediglich nach der Gestalt der Schale.

[1]) Bull. de la soc. géol. de France 1845, II. Ser., Bd. II, p. 469; Taf. XIV, Fig. 8.

Eine auffallende Übereinstimmung mit unserer Art hinsichtlich der Ausbildung der Ventralmuskelpartie zeigen einige Steinkerne von Daleiden, die Schnur auf Taf. XLIV, Fig. 1a—c seiner »Brach. d. Eifel« abbildet und mit Vorbehalt zu »*Terebratula prunulum*« (= *Merista plebeja* Sow.) stellt; diese Stücke zeigen aber, wie sich sowohl aus Schnur's Bestimmung, als auch aus seinen Figuren ergibt, keinen fünfseitigen Umriß. Immerhin ist es nicht ausgeschlossen, daß hier junge Exemplare von *D. Follmanni* vorliegen, da diese (wie das von mir auf Taf. 9, Fig. 9 abgebildete Individuum zeigt) etwas gerundetere Konturen haben als die erwachsenen Tiere, und die Daleidener Fossilien bekanntlich infolge der Eigenart der Erhaltung meist eine unnatürliche Abrundung bezw. Zerstörung der Kanten aufweisen.

Terebratulide.

Taf. 9, Fig. 19 und 19a.

Aus den Schiefern in der Umgebung der Zweischalerbank stammen Steinkern und Abdruck einer zierlichen Terebratulide. Die punktierte Schale zeigt nur in der Nähe des Stirnrandes ein paar ganz schwach angedeutete Anwachsstreifen. Zu einer näheren Charakterisierung reicht das eine Stück nicht aus; ich begnüge mich damit, es in zwei Ansichten abzubilden.

Orthothetes umbraculum Schloth.

Terebratulites umbraculum v. Schlotheim, Petrefaktenkunde (1820), S. 256.
Streptorhynchus » Kayser, Hauptquarzit, S. 100; Taf. 12, Fig. 4 u. Taf. 18, Fig. 1—5.
» » H. Loewe, Die nordisch. Devongeschiebe Deutschlands, S. 36.

Nicht sehr häufig.

Leptaena rhomboidalis Wahlenberg.

Strophomena rhomboidalis Wahlenb., Davidson, Brit. Foss. Brach., S. 76.
Leptaena » Liebrecht, Pal. u. Geol. d. Gebietes um d. Dreiherrnstein, S. 465.

Eines der häufigsten Fossilien, besonders in der Grauwacke mit *Atrypa reticularis* und *Spirifer auriculatus* zusammen. Die Art ist schon in der Kayser-Liebrecht'schen Fossilliste von Mandeln aufgezeichnet. — Zahlreiche Exemplare im Museum der Geologischen Landesanstalt und in der Sammlung des Verfassers.

Leptaena lepis Bronn.

Strophomena lepis Kayser, Brach. d. Eifel. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., Bd. 23, S. 625; Taf. XIV, Fig. 5.

Leptaena » Assmann, Fauna der Erbslochgrauwacke, S. 167; Taf. 10, Fig. 6.

In den mit Brachiopoden erfüllten Lagen der Grauwacke und des Schiefers kommt eine glatte *Leptaena* vor. Sie ist identisch mit der an der Papiermühle in Haiger[1]), wie auch in den Mitteldevonschiefern von Leun[2]) im gleichen Erhaltungszustand auftretenden Art, die in der Literatur als *Strophomena lepis* Bronn geführt wird. Sammlung der Geologischen Landesanstalt und Sammlung des Verfassers.

Stropheodonta taeniolata Sandb.

Taf. 9, Fig. 16.

Strophomena taeniolata Sandberger, Verstein. d. rhein. Schichtensystems in Nassau, S. 360; Taf. 34, Fig. 11.

Diese Art findet sich in Mandeln außerordentlich häufig und fast immer gut erhalten; auch eine Brachialklappe und ein zweiklappiges Exemplar (Geolog. Landesanstalt) liegen vor. Sie wird in Fossillisten meist als *Strophomena interstrialis* Phill. geführt, nachdem sich Dames[3]) und Kayser[4]) für die Möglichkeit der Identität beider Arten ausgesprochen haben. Daß ich den Sandberger'schen Namen beibehalte, bezw. wieder einführe, geschieht aus folgenden Gründen.

Ein Überblick über die Literatur der *Str. interstrialis* zeigt, daß unter dieser Bezeichnung verschiedene Formen zusammengefaßt werden, deren gemeinsames Merkmal das Auftreten feinerer Radialrippen zwischen gröberen ist. Im ganzen übrigen Habitus (Umriß, Schalenwölbung, Größe usw.), aber auch schon in den Details der Skulptur, weichen diese Arten zum Teil recht beträchtlich voneinander ab. — *Str. taeniolata*, die nach der Skulpturdefinition ja ebenfalls in die Gruppe der *Str. interstrialis* gehört, ist aber eine durch den wappenschildförmigen Umriß, das Ver-

[1]) Frech, Umgebung von Haiger, S. 4.

[2]) Burhenne, Fauna der Tentaculitenschiefer im Lahngebiet. Diss. Marburg 1899, S. 41.

[3]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., Bd. 20, S. 499.

[4]) Desgl., Bd. 23, S. 622.

hältnis der Höhe zur Breite (Höhe fast immer > Breite, mindestens aber gleich), die zahlreichen, dicht gedrängten Rippen 1. Ordnung und die Gestalt der Schließmuskeln wohlcharakterisierte und nur wenig variierende Art. Ihre Kennzeichen sind auch aus der Beschreibung und der etwas schematisch gehaltenen Abbildung der Gebrüder Sandberger wohl zu erkennen. Sie bildet an verschiedenen Fundpunkten der Oberkoblenzschichten (z. B. im Dörrbachtal bei Koblenz-Laubach) einen recht charakteristischen Bestandteil der Fauna. Auch die in den Fossillisten von der Papiermühle bei Haiger angegebene *Str. interstrialis* ist mit ihr identisch. Es liegen von diesem Fundort meist nur »Skulpturensteinkerne« vor, doch fand ich auch ein besonders gut erhaltenes Stück, das die Innencharaktere zeigt und sich mit der Art von Mandeln völlig deckt. — Es ist anzunehmen, daß *Str. taeniolata* auch im Mitteldevon verbreitet ist, denn ein Teil der als *Str. interstrialis* beschriebenen mitteldevonischen Formen dürfte in ihre Nähe gehören oder mit ihr identisch sein. Ein anderer Teil jedoch weist auf einen ganz abweichenden Typus hin, dessen Kennzeichen starke Breitenausdehnung der Schale und viel stärker divergierende und infolgedessen auch weniger zahlreiche Rippen 1. Ordnung sind. Diesem Typus gehören zum Beispiel die von Whidborne[1]) und von Dames[2]) abgebildeten Arten an. Whidborne hat bereits auf die erheblichen Unterschiede unter den Vertretern von *Str. interstrialis* hingewiesen. Er betrachtet die verschiedenen Formen nur als Variationen der gleichen Art, doch ist zu beachten, daß er *Str. taeniolata* als von *Str. interstrialis* verschieden und selbständig gelten läßt[3]). Da in Mandeln ausschließlich *Str. taeniolata* vorkommt, ist es nicht meine Aufgabe, auf diese Fragen näher einzugehen, als es für die Begründung der erneuten Abtrennung der Sandberger'schen Art nötig ist; ich möchte im übrigen nur darauf hingewiesen haben, daß eine nähere Untersuchung des unter dem Sammelnamen *Str. inter-*

[1]) Palaeont. Society London f. 1893, Taf. XVII, Fig. 3 u. 4.
[2]) Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 20, Taf. XI, Fig. 3.
[3]) a. a. O. S. 153.

strialis begriffenen Materials der verschiedenen Museen erwünscht wäre (vergl. auch die Bemerkung K. WALTHERS im Neuen Jahrb. f. Mineralogie, Beilagebd. XXIV, S. 283).

Stropheodonta piligera SANDB.

Strophomena piligera SANDBERGER, Verstein. d. rhein. Schichtensystems in Nassau, S. 361; Taf. 34, Fig. 10.
» » KAYSER, Hauptquarzit, S. 58; Taf. 20, Fig. 1—5.

Selten. Unter dem von mir gesammelten Material befindet sich nur eine außergewöhnlich große Ventralschale, die sehr ausgeprägt die von den Brüdern SANDBERGER und von KAYSER als Alterserscheinung gedeutete Schleppenbildung zeigt; ferner liegt mir eine gut erhaltene Brachialklappe (Kern und Abdruck) aus dem Museum der Geologischen Landesanstalt vor. FRECH gibt in seiner ersten Fossilliste die Art auch von Haiger an, doch habe ich keine Strophomenide von dort gesehen, die mit der typischen *Str. piligera*, wie sie bei Miellen, Oberlahnstein oder Rhens so häufig vorkommt, übereinstimmte. Möglicherweise ist diese ausgesprochen unterdevonische Form in den Übergangsschichten schon selten geworden oder stellenweise ganz ausgestorben.

Stropheodonta (Leptostrophia) explanata SOW.

Leptaena explanata SOWERBY, Geol. Transactions, 2. ser. VI, Taf. 38, Fig. 15.
Stropheodonta (Leptostrophia) explanata DREVERMANN, Palaeontographica, Bd. 49, S. 115; Taf. 14, Fig. 18 u. 19.

In der Zweischalerschicht und in den Schiefern. Auch ein Exemplar der selteneren Brachialklappe hat sich gefunden.

Orthis hysterita GMELIN.

Orthis hysterita GMELIN. KAYSER, Hauptquarzit, S. 53; Taf. V, Fig. 1 u. 7—9.
» » » K. WALTHER, Unterdevon zwisch. Marburg u. Herborn, S. 61; Taf. II, Fig. 11.

In den Übergangsschichten der Papiermühle bei Haiger, wo die mitteldevonische *Orthis striatula* SCHLOTH. zu den allerhäufigsten und am längsten bekannten Versteinerungen gehört, ist die ihr nahestehende unterdevonische *O. hysterita* erst durch E. KAYSER's Aufnahme des Blattes Dillenburg[1]) bekannt geworden. Sie ist dort seltener, in Mandeln hingegen häufiger vertreten als ihre mitteldevonische Verwandte.

Alle Individuen der *O. hysterita* von Mandeln und von Haiger zeigen, wie zu erwarten, die Kennzeichen der Oberkoblenzform, die K. Walther (a. a. O. S. 61) eingehend dargelegt hat (vergl. hierzu auch Drevermann, Palaeontographica Bd. 50, S. 269).

Orthis striatula Schloth. typus.

Anomia terebratulites striatulus Schlotheim, Min. Taschenb. 8, Taf. I, Fig. 6.
Orthis striatula H. Loewe, N. Jahrb. f. Mineralogie, Beilagebd. XXXV, S. 31.
Dort auch die ältere Literatur.

Im Schiefer und in der Grauwacke, meist mit anderen Brachiopoden zusammen, doch bei weitem nicht so häufig als in Haiger und seltener als *O. hysterita*. Das gemeinsame Vorkommen der unterdevonischen und der mitteldevonischen Art in Mandeln und in Haiger kennzeichnet besonders deutlich die dortigen Ablagerungen als Grenzhorizonte.

Neben der gewöhnlichen Form der *O. striatula*[2]), die dem Eifeler Typus entspricht, kommt noch eine Abart vor, die nachstehend beschrieben ist.

Orthis striatula Schloth. var. nov. interstrialis.

Taf. 9, Fig. 7.

Vergl. *Orthis?* sp. Whidborne, Palaeontogr. Society London, Bd. für 1893, S. 144; Taf. XVII, Fig. 5.

Es liegen zwei Brachialklappen vor, die hinsichtlich der Form und der inneren Charaktere mit *Orthis striatula* völlig übereinstimmen, sich aber durch eine eigenartige Schalenskulptur von der typischen Form unterscheiden. Diese Skulptur besteht in der Dorsalklappe aus etwa 15—18 verbreiterten, gerundeten Radialrippen erster Ordnung, die in regelmäßigen Abständen auf die Schale verteilt sind und durchschnittlich 5, zum Teil dichoto-

[1]) Erläut. z. geol. Karte v. Preußen, Blatt Dillenburg (1907), S. 8. — Im Ruppachtal kommt dagegen nur *O. hysterita* vor. Vergl. Frech, Geol. d. Umgeb. v. Haiger, S. 5.

[2]) Isolierte Stielklappenkerne von *Orthis striatula* und *O. tetragona* (siehe S. 240) können sich in verdrücktem Zustande ziemlich ähnlich sehen, doch läßt der längere (bis zur Schalenmitte oder darüber hinaus reichende), schmälere, mit geraden Kanten versehene Muskelzapfen die letztere Art auch bei ungünstiger Erhaltung meist noch mit Sicherheit erkennen.

mierende Streifen zweiter Ordnung einschließen[1]). Die verstärkten Streifen sind etwa zwei- bis dreimal so breit als die zwischen ihnen liegenden, die etwa den zarten Radiallinien der typischen *O. striatula* entsprechen. Konzentrische Anwachsstreifen treten bei der neuen Varietät nur in der Nähe des Stirnrandes oder überhaupt nicht auf.

Diese Form der *O. striatula* hat nicht nur lokales Interesse, denn, wie ich bei Durchsicht meines Materials von Haiger und Haigerseelbach feststellen konnte, kommt sie auch dort vor; zudem konnte ich Übergangsformen auffinden, deren Vergleich mit der an diesen Fundorten so überaus häufigen typischen *O. striatula* aufs deutlichste zeigt, daß nur eine Varietät dieser Art vorliegt. — Weiterhin hat Whidborne (a. a. O.) als »*Orthis*? sp.« die Dorsalklappe einer Art aus dem englischen Devon abgebildet, die mit der unserigen weitgehend übereinstimmt. Der Autor hebt selbst die Ähnlichkeit mit *O. striatula* hervor, von der sich sein Stück hauptsächlich durch das Fehlen der Anwachsstreifen unterscheiden soll. Daß diese auch bei der Varietät von Mandeln und Haiger sehr zurücktreten oder ganz fehlen, wurde oben erwähnt. Ein Vergleich mit Whidborne's Abbildung zeigt die große Ähnlichkeit der deutschen Art mit der englischen, besonders hinsichtlich der *interstrialis*-Skulptur; wenn eine größere Individuenzahl der englischen Art für die Untersuchung zur Verfügung stände, würde sich wahrscheinlich ihre Übereinstimmung mit der deutschen herausstellen.

Orthis triangularis Zeiler.

Orthis triangularis Zeiler, Verhandl. d. naturhist. Vereins f. Rheinl. u. Westf., Bd. 14, S. 45.

» » K. Walther, Unterdevon zwisch. Marburg u. Herborn, S. 63; Taf. III, Fig. 6.

» » Assmann, Fauna der Erbslochgrauwacke. Dieses Jahrb. für 1910, I, S. 159; Taf. 9, Fig. 4 u. 5.

An den beiden letztgenannten Stellen ist die ältere Literatur und die Synonymik zusammengestellt.

» » Liebrecht, Geol. u. Pal. des Gebietes um d. Dreiherrnstein, S. 464.

---

[1]) Eine ganz analoge Abart bildet die carbonische *Orthis resupinata* Mart. (B. Nebe, Culmfauna v. Hagen. N. Jahrb. für Min. usw., Beilagebd. XXXI, S. 446).

Diese Art, die auch von Haiger bekannt ist und die Assmann neuerdings nochmals eingehend beschrieben und gut abgebildet hat, kommt in Gesellschaft anderer Brachiopoden (*Uncinulus pila*, *Leptaena lepis* usw.) vor.

Zahlreiche schöne Vergleichsexemplare fand ich in Haigerseelbach.

Orthis tetragona de Vern.

Taf. 9, Fig. 12—14.

Orthis tetragona de Verneuil. Murchison, de Verneuil u. Keyserlingk, Géologie de la Russie II, p. 179 u. 180.

» » Schnur, Brach. d. Eifel, Taf. XXXVII, Fig. 8 und Taf. XLIX, Fig. 8.

» » Kayser, Brach. d. Mittel- u. Oberdevons d. Eifel, S. 604.

wahrscheinl. » » Nr. 1 Liebrecht, Geol. u. Pal. d. Gebietes um den Dreiherrnstein, S. 464.

nicht » » Nr. 2 Liebrecht, ebend. S. 464 u. Taf. 14, Fig. 5a u. b.

» *biconvexa* A. Fuchs, Einige neue Molluskoiden u. Mollusken usw., S. 50; Taf. 4, Fig. 2, 2a u. Taf. 8, Fig. 10.

Außerordentlich häufig findet sich in Mandeln eine *Orthis* von subquadratischem Umriß, die nur mit den beiden von de Verneuil aufgestellten Arten[1]) *Orthis Trigeri* und *tetragona* verglichen werden kann. Die Innencharaktere der Schalen (deren Zusammengehörigkeit die Auffindung mehrerer zweiklappiger Exemplare beweist) stimmen mit Oehlert's Abbildungen der *O. Trigeri* (Taf. V, Fig. 27 u. 28) vollständig überein[2]). Diese unterdevonische Art unterscheidet sich aber von der mitteldevonischen *O. tetragona* nach de Verneuil nur »par sa forme plus bombée et l'absence presque totale de sinus sur la valve ventrale«.

Da die Form von Mandeln geringe Wölbung und den flachen, erst in der Nähe des Stirnrandes deutlicher werdenden Ventralsinus der *O. tetragona* zeigt, ist sie dieser Art zuzurechnen, auf die auch alle übrigen Merkmale, insbesondere die Schalenskulptur, hinweisen.

[1]) Étude sur quelques fossiles dévoniens. Ann. des sciences géolog., Bd. 19, Art. 1, p. 51. Taf. V, Fig. 14—32.

[2]) Steinkerne einer *Orthis* cf. *Trigeri* hat auch P. Assmann abgebildet (Die Fauna d. Erbslochgrauwacke. Dieses Jahrb. für 1910, I, Taf. 9, Fig. 6—9).

Das Vorkommen von *O. tetragona* in Mandeln und im oberen Ilsetal (Meßtischblatt Bergebersbach) wird bereits von LIEBRECHT erwähnt. Das Stück von Mandeln (von LIEBRECHT mit Nr. 1 bezeichnet) wird nur kurz beschrieben. Es lag mir nicht vor, doch dürfte an der richtigen Bestimmung kaum zu zweifeln sein, zumal da keine damit zu verwechselnde Form an diesem Fundort auftritt. Der zweiklappige Kern jedoch (Nr. 2, aus dem Ilseschiefer), den LIEBRECHT abbildet (Taf. 14, Fig. 5a u. b), und den mir Herr Geheimrat KAYSER freundlichst zur Untersuchung überließ, zeigt ganz andere Innencharaktere als die an meinen Stücken zu beobachtenden. — Ich habe daher, um über das Aussehen der Innenschale von *O. tetragona* Klarheit zu gewinnen, aus typischen Eifeler Exemplaren der Art künstliche Steinkerne hergestellt. Sie stimmen mit meinen Exemplaren von Mandeln bis ins kleinste überein und entsprechen auch (selbstverständlich abgesehen vom Wölbungsunterschied) OEHLERT's Figuren der *O. Trigeri*. — Der Steinkern vom oberen Ilsetal gehört also trotz des gerundet-vierseitigen Umrisses einer ganz anderen, zweifellos neuen Art an; LIEBRECHT selbst hat ihn übrigens nur mit Vorbehalt auf *O. tetragona* bezogen.

Unserer Art ist hingegen zuzurechnen die Form von Mandeln, die A. FUCHS als *Orthis biconvexa* beschrieben hat. Die Originale, die mir die Königl. Preuß. Geologische Landesanstalt gütigst übersandte, sind, abgesehen vom Brachialklappenabdruck (Taf. 4, Fig. 2a der Arbeit von FUCHS), nicht günstig erhalten, doch ergibt sich ohne weiteres die Identität mit *O. tetragona*, nachdem deren innerer Schalenbau nunmehr nochmals festgestellt worden ist. FUCHS selbst hat die Beziehungen seiner Art zu *O. Trigeri* richtig erkannt; die bedeutendere Querausdehnung seiner Originale ist rein zufällig und bei der Ventralschale sicher die Folge von Verdrückung. Der normale Umriß läßt sich aus den zahlreichen Stücken, die ich in Mandeln sammelte, leicht rekonstruieren und entspricht etwa dem der drei Individuen, die ich abbilde.

Das Vorkommen in Mandeln zeigt, daß *O. tetragona*, die früher nur aus dem Mitteldevon, von den mittleren Calceolaschichten

an (Kayser), bekannt war, schon in den obersten Koblenzschichten auftritt und dort sogar schon stellenweise recht günstige Lebensbedingungen fand. Ein Vorkommen im gleichen Horizont in der Umgebung von Olpe wird bereits von Frech[1]) nach E. Schulz[2]) angeführt. In Haiger und Haigerseelbach ist sie recht häufig, ein zweiklappiges Exemplar fand ich ferner in den an der Landstraße von Biskirchen nach Stockhausen a. d. Lahn aufgeschlossenen Schiefern, die in einer mulmigen Bank Versteinerungen führen und wahrscheinlich ebenfalls den obersten Koblenzschichten[3]) angehören. Das zahlreiche Auftreten von *Orthis tetragona* ist für unseren Übergangshorizont sehr bezeichnend.

Die mitteldevonischen Exemplare der *O. tetragona* mögen im allgemeinen etwas kleiner sein (die Masse verschiedener Stücke hat Kayser angegeben) als die unterdevonischen; eine Schale von Mandeln hat 19 mm Länge und 23 mm Breite, und in ähnlichen Dimensionen bewegen sich auch die übrigen Individuen.

Ich möchte schließlich noch einige Worte der bereits erwähnten, von Assmann aus der Erbslochgrauwacke beschriebenen *O.* cf. *Trigeri* widmen. Nach den Angaben dieses Autors unterscheidet sich die Art von *O. Trigeri* hauptsächlich durch ihren quer-elliptischen statt subquadratischen Umriß; doch macht F. Herrmann[4]) darauf aufmerksam, daß sich auch die Gestalt einzelner der von Oehlert abgebildeten Exemplare mehr der Ellipse nähert. Ferner zeigen aber Assmann's Stücke, nach den Abbildungen zu urteilen, eine geringere Wölbung als die typische de Verneuil-Oehlert'sche Art, womit vielleicht die Existenz

[1]) Über d. rhein. Unterdevon u. d. Stellung d. »Hercyns«, S. 217 u. 222.

[2]) Geognost. Übersicht d. Bergreviere Arnsberg, Brilon u. Olpe usw. (Bonn 1887), S. 5.

[3]) Ich fand an diesem Aufschluß außer *O. tetragona*: *Spirifer subcuspidatus* Schn., *? Spirifer paradoxus* Schl., *Cyrtina heteroclita* Defr., *Athyris* sp., *Nucleospira lens* Schn., *Anoplotheca venusta* Schn., *Stropheodonta piligera* Sdb., *Cypricardinia crenistria* Sandb., *Pleurotomaria* cf. *daleidensis* F. Roem., *Loxonema* sp., *Fenestella* sp. u. Crinoiden. Riemann, der in seiner Beschreibung des Bergreviers Wetzlar (1878), S. 9, den Fundort erwähnt, nennt von dort ebenfalls Crinoidenreste, ferner *Pleurodictyum problematicum* Goldf. und *Spirifer alatus* Kayser.

[4]) Dieses Jahrb. für 1912, I, S. 330.

von Übergangsformen zwischen *O. Trigeri* und *O. tetragona* angedeutet ist. Jedenfalls sind beide Arten sehr nahe verwandt und unterscheiden sich kaum mehr voneinander, als etwa die bauchigen und die flachen Varietäten der *Atrypa reticularis*.

Craniella cassis Zeiler.

Taf. 9, Fig. 20.

Crania cassis Zeiler, Verh. d. naturhist. Ver. f. Rheinlande u. Westf., Bd. XIV, S. 50; Taf. 4, Fig. 17.

Craniella » Kayser, Hauptquarzit, S. 65; Taf. VI, Fig. 7, 8 u. 9, Taf. VII, Fig. 1 u. Taf. IX, Fig. 7.

» » Dienst, Unterkoblenzschichten d. ob. Bernbachtales bei Densberg. Dieses Jahrb. für 1913, I, S. 597; Taf. 18, Fig. 13.

» » Kegel, Taunusquarzit v. Katzenelnbogen. Abhandl. d. Kgl. Preuß. Geol. L.-A., N. Folge, Heft 76, S. 100.

Es liegen zwei Dorsalklappen vor, deren eine (aus der Zweischalerschicht) bedeutende Größe besitzt. Liebrecht (a. a. O. S. 469) hat im Dreiherrnsteingebiet ein Exemplar bei Volkholz aufgefunden, das ebenfalls hinsichtlich der Größe die Oberstadtfelder Individuen der Marburger Sammlung übertrifft. Eines meiner Stücke von Mandeln zeigt in vorzüglicher Erhaltung die Muskeleindrücke der Oberschale; doch erscheint es überflüssig, sie nochmals abzubilden, nachdem Kayser und neuerdings Dienst bereits sehr gute Figuren gegeben haben. Hingegen vermisse ich in der Literatur gute Abbildungen der flachen Klappe. Da sich diese in Mandeln nicht gefunden hat, bilde ich einen scharfen Steinkern aus den Seifener Schichten ab.

Discina nitida Phill.

Taf. 9, Fig. 15, 15a und 15b.

Orbiculoidea nitida Phillips, Geol. Yorkshire, vol. II, p. 221; Taf. 9, Fig. 10–13.

Discina nitida Kayser, Brach. d. Mittel- u. Oberdevons d. Eifel, S. 640.

» » H. Loewe, Die nord. Devongeschiebe Dtschlds., N. Jahrb. f. Min. usw., Beilagebd. XXXV, S. 22; Taf. I, Fig. 3.

Es hat sich ein vorzüglich erhaltenes zweiklappiges Exemplar dieser Art gefunden, die unter so verschiedenen Namen in der Literatur vertreten ist (die Synonymik ist in den oben zitierten Arbeiten von Kayser und Loewe zusammengestellt). Der Umriß des Individuums von Mandeln ist nicht genau kreisförmig; er entspricht etwa dem von Quenstedt (Petrefaktenkunde, 2. Aufl.,

Taf. 49, Fig. 40) unter dem Namen *Orbicula rugata* abgebildeten Stück. Eine mäßige Abweichung von der Kreisform ist übrigens auch bei den Exemplaren aus der Eifel nicht außergewöhnlich (Kayser).

Länge 16 mm, Breite 15 mm, Höhe 9 mm, die Spitze des Kegels der Dorsalschale ungefähr in der Mitte gelegen. Oberfläche beider Schalen mit konzentrischen Anwachsstreifen geziert.

D. nitida hat ihre Hauptverbreitung im Mitteldevon, ist aber auch aus älteren Ablagerungen bereits bekannt (ihr Vorkommen in der Eifler »Grauwacke« erwähnt Kayser; nach Davidson findet sie sich auch in England schon im Unterdevon).

Lingula intermedia A. Fuchs.

Lingula intermedia A. Fuchs. J. Spriestersbach und A. Fuchs, Fauna der Remscheider Schichten. Abh. d. Kgl. Preuß. Geol. L.-A., N. F., Heft 58, S. 54; Taf. VIII, Fig. 5—7.

Eine große *Lingula* aus der Umgebung der Zweischalerbank stimmt mit dieser Art aus den Remscheider Schichten in allen Merkmalen gut überein.

Bryozoa.

Fenestella sp.

Es liegen die Steinkerne einer ziemlich grobmaschigen *Fenestella*-Art vor, wie sie fast überall in fossilführenden devonischen Grauwacken und Schiefern vorkommen. Auch in Haiger und besonders an dem auf Seite 242 erwähnten Aufschluß bei Stockhausen a. d. Lahn finden sich *Fenestella*-Stöckchen von ganz gleichem Aussehen.

Hippothoa devonica Oehlert.

Hippothoa devonica Oehlert, Bull. de la société d'Etudes scientif. d'Angers, XVII. Année (1887), p. 104; Taf. X, Fig. 2.

Der Steinkern der großen *Pterinea* sp., *affin. ovalis*, die auf S. 203 beschrieben wurde, zeigt auf der dem hinteren Adduktor entsprechenden Erhöhung die scharfen Abdrücke zweier Kolonien dieser Art. — Es kommen noch andere, zurzeit nicht näher bestimmbare Bryozoen in Mandeln vor.

V. Vermes.

Annelida.

Spirorbis omphalodes Goldf.

Serpula omphalodes Goldfuss, Petr. Germ., I, S. 210; Taf. LXVII, Fig. 3.
Spirorbis » Wenjukoff, Fauna d. devon. Syst. in Nordwest- u. Zentralrußland, S. 36.
» » Loewe, Die nord. Devongeschiebe Dtschlds., S. 19.

Auf *Spirifer auriculatus* und den großen Pterineen häufig.

VI. Echinodermata.

Crinoidea.

Ctenocrinus rhenanus Follmann.

Taf. 9, Fig. 2.

Ctenocrinus rhenanus Follmann, Unterdevon. Crinoiden (Bonn 1887), S. 21; Taf. II, Fig. 3.

Von diesem häufigsten Vertreter der Gattung *Ctenocrinus* im rheinischen Devon liegt ein gut erhaltener Steinkern des Kelches vor, der aus der Grauwacke stammt. — v. Dechen gibt in seiner Fossilliste in den »Erläuterungen zur geologischen Karte der Rheinprovinz usw.« von Crinoiden, die auch in Mandeln vorkommen, *Ctenocrinus typus* Bronn und *Taxocrinus rhenanus* F. Roem. an. Nun ist aber die erstgenannte Art anscheinend auf das ältere Unterdevon beschränkt (Follmann, a. a. O. S. 18), und die auf sie bezogenen Stücke aus jüngeren Ablagerungen gehören anderen Arten, z. T. *Ct. rhenanus*, an. *Taxocrinus rhenanus* ist mir vom Hauberg nicht bekannt geworden.

Rhadinocrinus cf. rhenanus Jaekel.

Taf. 9, Fig. 1.

Aus den hellgrauen Schiefern, die die Zweischalerschicht umgeben, stammt ein Kelch mit Armen, der der seltenen Gattung *Rhadinocrinus* angehört und Jaekel's *Rh. rhenanus*[1]) sehr nahe stehen dürfte. Ferner hat sich das spiralig gerollte Unterende eines Stieles von *Rhadinocrinus* sp. gefunden.

[1]) Beiträge z. Kennt. d. palaeozoisch. Crinoiden Dtschlds. Pal. Abhandl. v. Dames u. Kayser, 7 (N. Folge 3), Heft 1, S. 88; Taf. IV, Fig. 1.

Die Bestimmung dieser und der vorhergehend aufgeführten Crinoidenart verdanke ich Herrn Prof. Follmann in Koblenz.

Acanthocrinus longispina A. Roem.

Acanthocrinus longispina A. Roemer, N. Jahrb. f. Min. usw. 1850, S. 679: Taf. VI B.
» » Follmann, Unterdevon. Crinoiden, S. 23.

Neben den Stielgliedern finden sich in Mandeln Bruchstücke des Kelches, die an den langen Dornen der Parabasalia leicht kenntlich sind.

VII. Coelenterata.

Anthozoa.

Cyathophyllum sp.

Es befindet sich unter den zahlreichen Versteinerungen vom Hauberg nur ein Steinkern von *Cyathophyllum* sp., einer ziemlich großen Form angehörend.

v. Dechen (Erläuterungen usw. S. 104) führt neben *Cyathophyllum ceratites* Gf. auch *Pleurodictyum problematicum* von »Mandeln« an. Diese Art habe ich am Hauberg nicht beobachtet; falls sie dort vorkommen sollte, ist sie jedenfalls selten; auch in Haiger ist sie übrigens nicht häufig.

Zusammenstellung der am Hauberg bei Mandeln vorkommenden Versteinerungen.

Vertebrata.

Pisces.

1. Fischrest.

Arthropoda.

Crustacea.

2. *Phacops* sp. (? *Potieri* Bayle)
3. *Cryphaeus rotundifrons* Emmr.
4. » *Kochi* Kays.
5. *Cyphaspis* sp., *aff. hydrocephala* A. Roem.
6. *Proetus* sp.

Mollusca.

Cephalopoda.

7. *Orthoceras planiseptatum* Sandb.
8. » *laterale* Phill.
9. » *nassa* n. sp.
10. *Cyrtoceras* sp.

Gastropoda.

11. *Dentalium arenarium* A. Roem.
12. *Bucanella tumida* Sandb.
13. *Pleurotomaria detornata* n. sp.
14. » n. sp.

15. *Pleurotomaria* sp.
16. *Murchisonia Losseni* Kays.
17. » *anomala* n. sp.
18. *Loxonema* sp.
19. *Rotella* (?) *Kayseri* n. sp.

Lamellibranchiata.

20. *Aviculopecten* (*Pterinopecten*) *cifeliensis* Frech
21. *Avicula laevicostata* Follm.
22. *Pterinea costata* Goldf.
22a. » » » var. n. *spinosa*
23. » *costulata* A. Roem.
24.? » *fasciculata* Goldf.[1])
25. » *subcostata* Frech
26. » *lineata* Goldf.
27. » *ingens* n. sp.
28. » sp., *aff. ovalis* Follm.
29. *Actinodesma malleiforme* Sandb.
30. *Follmannia pseudalectryonia* Frech
31. » *cancellata* Maur.
32. *Cyrtodonta declivis* A. Roem.
33. » *pseudomodiola* n. sp.
34. *Modiomorpha plana* n. sp.
35. » *modiola* Beush.
36. *Macrodus mandelensis* n. sp.
37. *Nucula Krachtae* A. Roem.
38. » *curvata* Maur.
39. » *Drevermanni* n. sp.
40. *Nuculana Mülleri* Beush. ?
41. *Ctenodonta subcontracta* Beush.
42. » sp., *aff. neglecta* Beush.
43. » *Krotonis* A. Roem.
44. » *nassoviensis* n. sp.
45. » *regularis* Maur.
46. *Cucullella truncata* Steining.
47. » *bisulcata* n. sp.
48. *Cypricardinia crenistria* Sandb.
49. » *Richteri* n. sp.
50. *Cypricardella rhomboidalis* Fuchs
51. *Goniophora nassoviensis* Kays.
52. » *applanata* Beush.
53. *Conocardium rhenanum* Beush.
54. *Grammysia anomala* Goldf.
var. *rhenana* Beush.

[1]) teste Liebrecht.

Molluscoidea.

Brachiopoda.

55. *Spirifer cultrijugatus* F. Roem.
var. *auriculata* Sandb.
56. » *curvatus* Schloth.
57. » *paradoxus* Schloth.
58. » *subcuspidatus* Schnur typus
59. » *alatiformis* Dreverm.
60. » *carinatus* Schnur
61. » *arduennensis* Schnur[1])
62. *Cyrtina heteroclita* Defr. typus
62a. » » » var.
intermedia Oehl.
63. *Athyris concentrica* v. Buch
64. *Anoplotheca venusta* Schnur
65. *Atrypa reticularis* L.
66. *Retzia* (?) sp.
67. *Chonetes sarcinulata* Schloth.
68. » *plebeja* Schnur
69. » *dilatata* F. Roem.
70.? *Rhynchonella* (*Camarotoechia*) *daleidensis* F. Roem.
71. » (*Uncinulus*) *pila* Schnur
72. » (*Wilsonia*) *dillensis* Fuchs
73. » (*Eatonia?*) n. sp.
74. *Dielasma Follmanni* n. sp.
75. *Terebratulide*
76. *Orthothetes umbraculum* Schloth.
77. *Leptaena rhomboidalis* Wahlenb.
78. » *lepis* Bronn
79. *Stropheodonta taeniolata* Sandb.
80. » *piligera* Sandb.
81. » *explanata* Sow.
82. *Orthis hysterita* Gmelin
83. » *striatula* Schloth.
83a. » » » var. n. *interstrialis*
84. » *triangularis* Zeiler
85. » *tetragona* de Vern.
86. *Craniella cassis* Zeiler
87. *Discina nitida* Phill.
88. *Lingula intermedia* Fuchs

[1]) teste Liebrecht.

Bryozoa.

89. *Fenestella* sp.
90. *Hippothoa devonica* Oehl.

Vermes.

Annelida.

91. *Spirorbis omphalodes* Goldf.

Echinodermata.

Crinoidea.

92. *Ctenocrinus rhenanus* Follm.
93. *Rhadinocrinus* cf. *rhenanus* Jaekel
94. *Acanthocrinus longispina* A. Roem.

Coelenterata.

Anthozoa.

95. *Cyathophyllum* sp.

Höchst a. Main, 5. August 1914.

Der Südwestrand des Thüringer Waldes

zwischen Schmalkalden und Steinbach-Hallenberg

Maßstab 1:25000

1000 500 0 500 1000 m

Farben-Erklärung

Mittleres Rotliegendes

- gl — Glimmerschiefer mit Gängen von Syenitporphyr
- G — Granit
- rm — Goldlauterer Schichten
- rm$_o$ — Oberhöfer Schichten, Schieferton, Sandsteine, Arkosen, z. T. konglomeratisch, mit untergeordneten Tuffen
- c — Kalksteinlagerungen und kalkhaltige Sandsteine in den Oberhöfer Schichten
- Hirzbergkonglomerat

Ergußgesteine des Mittleren Rotliegenden

- M — Melaphyr
- P$_2$ — Hallenburgporphyr
- P$_{2k}$ — Kombergporphyr
- P$_{2h}$ — Hachelsteinporphyr
- P$_{2h}$ — Heftenbergporphyr

Oberes Rotliegendes

- ro — Tambacher Schichten

- Mo — Mesodiabas

Unterer Zechstein

- zu — Zechsteinkonglomerat (z. T. mit Mulde Oix) Kupferschiefer u. Zechsteinkalk

Mittlerer Zechstein

- zm — Hauptdolomit bezw. Rauchwacke

Riffdolomit

- zr

Oberer Zechstein

- zo$_1$ — Untere Letten
- Gypseinlagerungen der Unteren Letten
- zo$_2$ — Plattendolomit
- zo$_3$ — Obere Letten

Buntsandstein

- su$_1$ — Bröckelschiefer
- su$_2$ — Feinkörniger Sandstein
- sm — Vorwiegend grobkörniger Sandstein

Diluvium

- ds — Schotter einheimischer Gesteine
- dl — Lehm

Alluvium

- a — Ebener Talboden der Gewässer
- as — Schuttkegel

- Kobaltrücken, Schwerspat- und Eisen-Manganerzgänge
- Erdfälle, Pingen
- Verwerfungen, Quellen, Bleierzgrübere, Versteinerungen
- Bergbau im Betrieb und außer Betrieb

Profil I – Profil IX

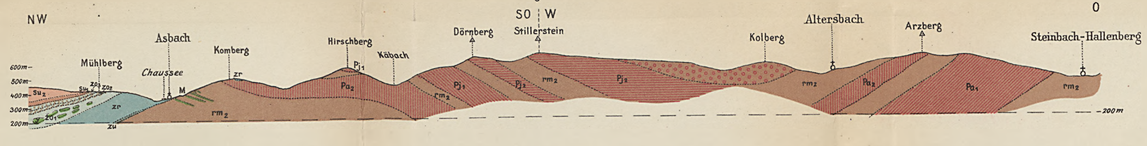
Aufgenommen von E. Böhne

Lith. Anst. v. Leop. Kraatz, Berlin

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD OCZYSZCZALNI

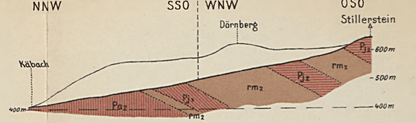
Längsprofil I

Höhen- und Längenmaßstab 1 : 25000.



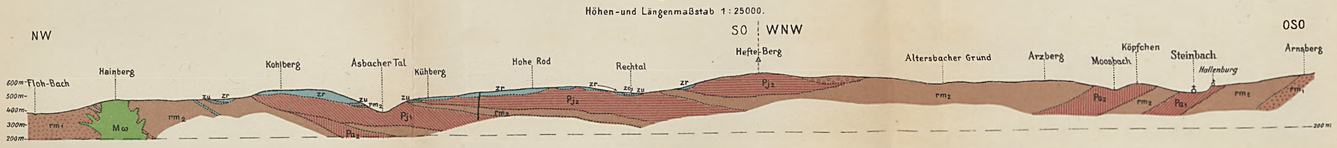
Längsprofil Ia

Höhen- und Längenmaßstab 1 : 12500.



Längsprofil II

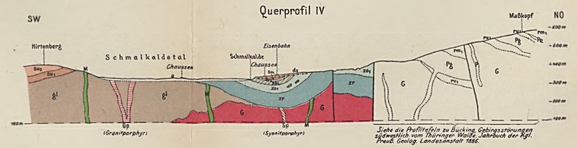
Höhen- und Längenmaßstab 1 : 25000.



Querprofil III



Querprofil IV

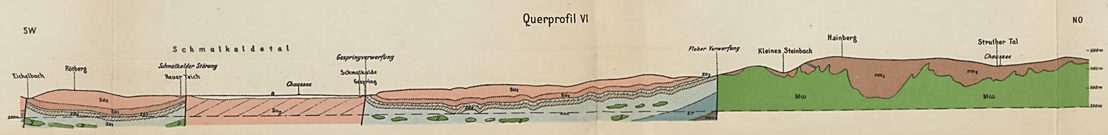


Siehe die Profilkarten zu Bücking, Gebirgsstörungen hpts. nördlich vom Thüringer Wald. Jahrbuch der Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt 1896.

Querprofil V



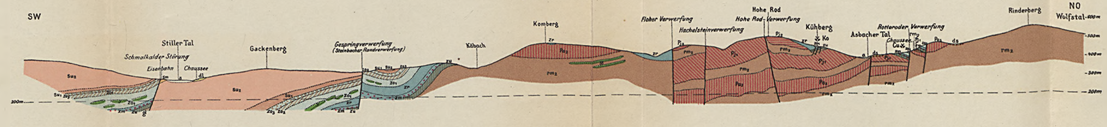
Querprofil VI



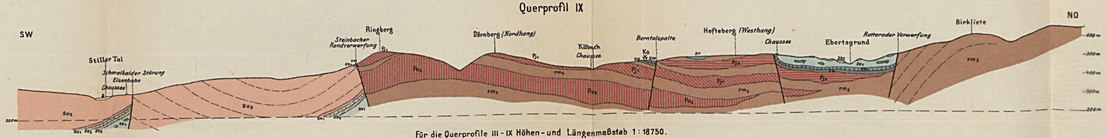
Querprofil VII



Querprofil VIII



Querprofil IX



Für die Querprofile III - IX Höhen- und Längenmaßstab 1 : 18750.

Unteres Rotliegendes: Blumenschiefer; Granit; Gehrener Schichten

Mittleres Rotliegendes: Gehrener Schichten; Gehrener Schichten; Gehrener Schichten;

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD
GEOLOGII

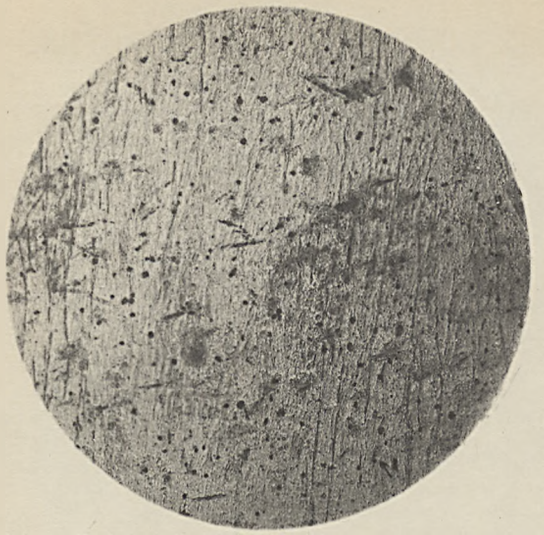
Tafel 3.

Fig. 1. Vergrößerung etwa 60 : 1. Parallele Nikols. Großer Sphärolith (ca. 25 cm im Durchmesser) des Hachelsteinporphyrs. Die Flußrichtung wird angedeutet durch die Biotitleisten (von links nach rechts), die Sphärolithstruktur durch die Sphärolithfasern (von oben nach unten) . . . . . S. 40 u. 45

Fig. 2. Vergrößerung etwa 25 : 1. Gekreuzte Nikols. Dasselbe bei schwächerer Vergrößerung im polarisierten Licht. Das vorher einheitlich erscheinende Gesichtsfeld zeigt ein Mosaik verzahnter Quarz- und Feldspatkrystalle . . . . . S. 45

Fig. 3. Vergrößerung 20 : 1. Parallele Nikols. Schnitt durch eine mit Pechstein erfüllte Porphyrkugel. Die hellere Partie stellt die aus Sphärolithbüscheln bestehende Kugelwand dar. Besonders rechts oben sind die Sphärolithfasern gut zu erkennen. Die große dunkle Masse in der rechten unteren Hälfte ist ehemaliger Pechstein mit Feldspateinsprenglingen (F). Die Begrenzungslinie beider ist durch Pfeile angedeutet . . . . . S. 36 u. 43

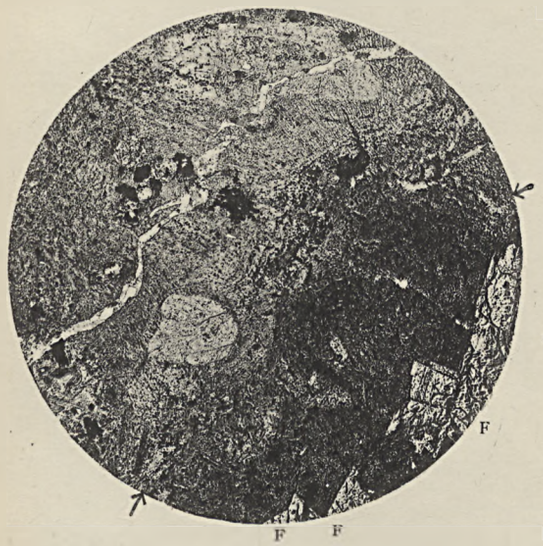
Fig. 4. Vergrößerung 45 : 1. Gekreuzte Nikols. Zersprungener Quarzeinsprengling des Hallenburgporphyrs. Die drei oberen Splitter sind durch gleichsinnig orientierte, ein wenig schwächer lichtbrechende Quarzmasse, das übrige durch Grundmasse verkittet . . . . . S. 25



1 (etwa 60 : 1)



2 (etwa 25 : 1)



3 (20:1)



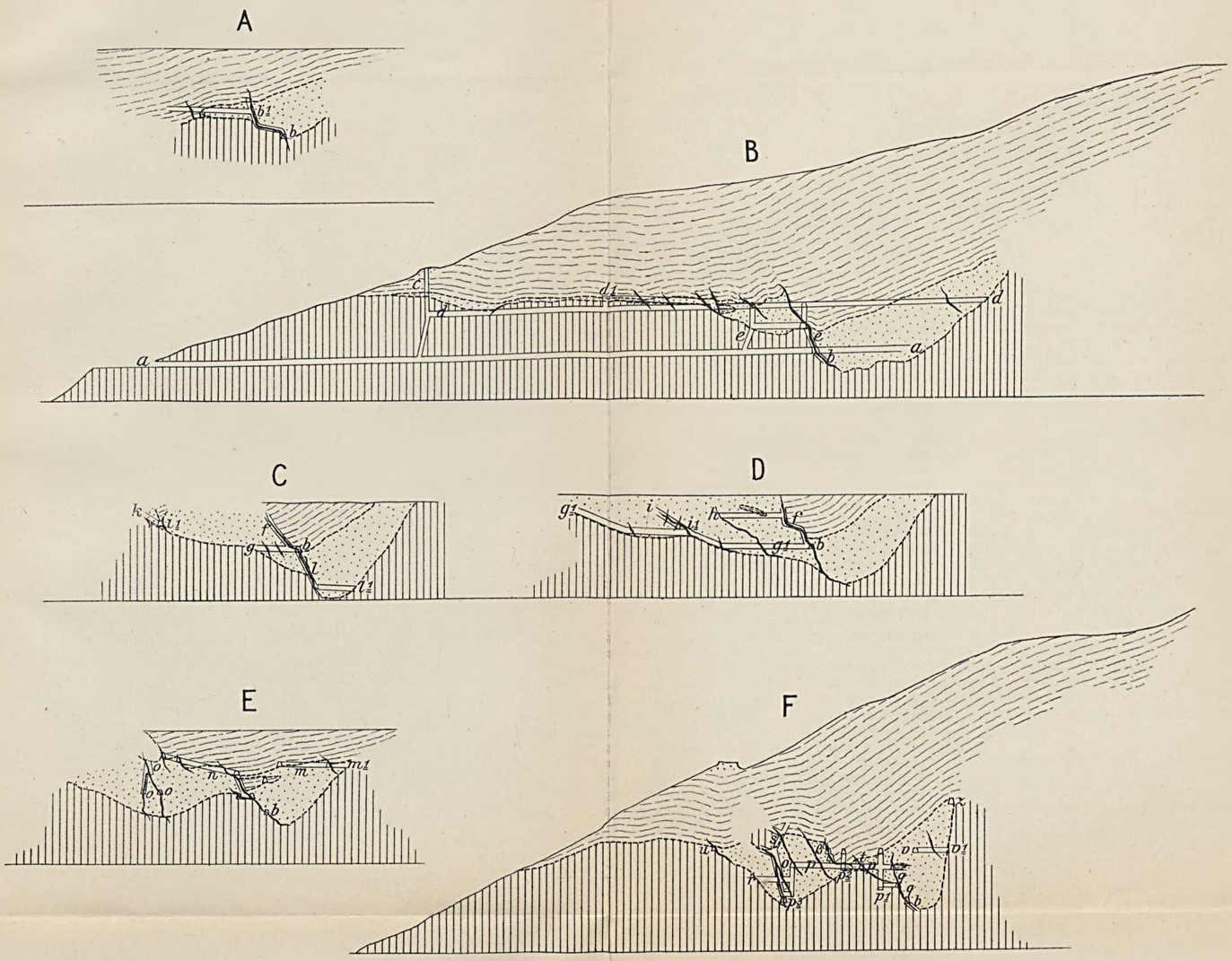
4 (45:1)

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

Geognostische Profile vom Kühberge bei Asbach

(Kopiert von dem in Besitz von Herrn R. Fulda bef., aus den 30 er Jahren des verflossenen Jahrhunderts stammenden Original),

bei denen die Durchschnittsflächen rechtwinklig gegen das Streichen der Rücken gewählt und derartig zusammengestellt worden sind, daß eine von Osten nach Westen fortschreitende Folge von Querdurchschnitten nach dem Streichen der Hauptrückenbildung — des Siegmundsternes — untereinandergereihet erscheint.



(entsprechend dem Maßstab 1:1500)

Erklärung.

A. Profil nach dem 4ten Ueberbrechen im Kothegrabener Stollnflügelorte gegen Osten, 16 Lachter rückwärts vom östlichen Ortsstoße.
B. Profil nach der Richtungslinie des Kothegrabener Stollens.
C. Profil in einem westlichen Abstande von 40 Lachtern von der Auslenkungsstelle des Flügelortes aus dem Kothegrabener Stollen gegen Westen genommen.
D. Profil in einem westlichen Abstande von 15 Lachtern von dem vorigen genommen.
E. Profil, quer durch die streichenden Hauptbaue, in einer Entfernung des Kothegrabener Stollnflügelortes von 90 Lachtern gegen Westen vom Auslenkungspunkte und in einem östlichen Abstande von 15 Lachtern von der Stelle genommen, wo das oben bezeichnete Stollnflügelort unter dem oberen Kühberger Stollen hingehet.
F. Profil durch die Hauptbaue an der Stelle gezogen, wo das Kothegrabener Stollenflügelort den Kühberger oberen Stollen unterkreuzt.
G. Profil, welches den westlichen Teil der Kühberger Hauptbaue durchschneidet.

a. Der Kothegrabener Stollen. *b.* Flügelort des Kothegrabener Stollens, welches auf dem Streichen des Siegmundssterner Rückens getrieben ist. b^1. Das 4te Ueberbrechen bei 16 Lachter Abstand vom östlichen Stoßpunkte des Flügelortes mit einem gegen N getriebenen Querschlage. *c.* Lichtloch des Kothegrabener Stollens. *d.* Das oberhalb des Stollens getriebene Feldort, und d^1, ein Querschlag oberhalb des vorigen. *e.* Verbindungsgesenke zwischen dem Stolln und dem Feldorte. *f.* Ueberbrechen an dem westlichen Stollnflügelorte. *g.* 2ter und g^1 3ter nördlicher Querschlag aus demselben. *h.* Oberer nördlicher Querschlag. *i.* Ueberbrechen aus dem 3ten Querschlage und i^1 Ausrichtungsort an einer Gangscheidung daselbst. *k.* Ein kleiner, mit dem Porphyr ansteigender Querschlag. *l.* Ein Abteufen in dem mehr erwähnten Flügelorte mit l^1, einem tiefen südlichen Querschlage. *m.* Ein Querschlag nach dem s. g. Georgenstern und m^1 Ausrichtungsort auf letzterem. *n.* Steigender Querschlag, vom Hauptrücken aus nördlich getrieben. *o.* Ausrichtungsörter auf dem nach unten zu sich teilenden nördlichen Rücken mit Ueberbrechen und Abbau. *p.* Querschlägige Verbindung der Arbeiten auf dem Siegmundsstern, der Wilhelmsrose und dem nördlichen Rücken. p^1. Das s. g. alte Pumpengesenke. p^2 Das Wilhelmsroser Gesenk. p^3. Wasserhaltungsgesenk am nördlichen Rücken. *q.* Ausrichtungs- und Abbauörter auf dem Siegmundsstern. *r.* Ein vom nördlichen Rücken aus weiter nördlich gehender Querschlag. *s.* Ueberbrechen zur Untersuchung der Porphyrpartie. *ß.* Abbaue auf der s. g. Karl Friedrichs Lust. *t.* Ausrichtung auf der Wilhelmsrose. *u.* Ausrichtungsort auf dem 1ten Rücken. *v.* Der obere Stolln und v^1 Querschlag aus demselben, rechtwinkelig gegen das Rückenstreichen. *w.* Querschlag aus den oberen alten Bauen *x.* Ein vom oberen Stolln aus an der mutmaßlichen westlichen Fortsetzung der Karl Friedrichs Lust nach der Vereinigung mit dem nördlichen Rücken gegen Westen getriebenes Ort. x^1. Ein tieferes desgl. von einem Abteufen daselbst ausgehend. *y.* Westliches Gesenke am Siegmundsstern. *z.* Das s. g. Kriechloch.

Geogr. lithogr. Inst. u. Steindruckerei von Hans Müncheberg, Berlin N.W.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD
GEOLOGII

Tafel 5.

Fig. 1. *Avicula laevicostata* Follm. (siehe auch Fig. 8) . S. 190
1. Schalenabdruck[1]) der linken Klappe.
1a. Steinkern desselben Exemplars.

Fig. 2. *Pterinea costata* Goldf. var. n. *spinosa* . . . . S. 194
Schalenabdruck[1]) der hinteren Partie der linken Klappe.

Fig. 3, 4. *Pterinea costata* Goldf. . . . . S. 192
Steinkerne von rechten Klappen.

Fig. 5—7. *Pterinea subcostata* Frech . . . . . S. 197
5, 6. Steinkerne der linken Klappe.
7. Steinkern einer rechten Klappe.

Fig. 8—11. *Modiomorpha plana* n. sp. . . . . S. 211
8. Steinkern der rechten Klappe (darunter befindet sich der Steinkern einer rechten Klappe von *Avicula laevicostata* Follm. — Vergl. auch Fig. 1).
9—11. Steinkerne der linken Klappe.
11a. Schalenabdruck[1]) zu dem Steinkern Fig. 11.

Fundort: Hauberg bei Mandeln.

Sofern nichts anderes bemerkt ist, befinden sich alle auf den Tafeln abgebildeten Stücke in der Sammlung des Verfassers.

[1]) Plastolinpositiv.



G. Dahmer phot.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

Tafel 6.

Fig. 1, 2. *Actinodesma malleiforme* Sandb. . . . . S. 205

1. Steinkern der rechten Klappe, mit vollständigem Vorderflügel.

Fundort: Laubach bei Koblenz, obere Koblenzschichten. Sammlung d. naturhistor. Vereins in Koblenz.

2. Steinkern der rechten Klappe, mit einem Teil des Hinterflügels.

Fundort: Hauberg bei Mandeln.

Fig. 3, 4. *Pterinea ingens* n. sp. . . . . S. 202

3. Steinkern der linken Klappe.

3a. Gestalt des Vorderrandes desselben Exemplars.

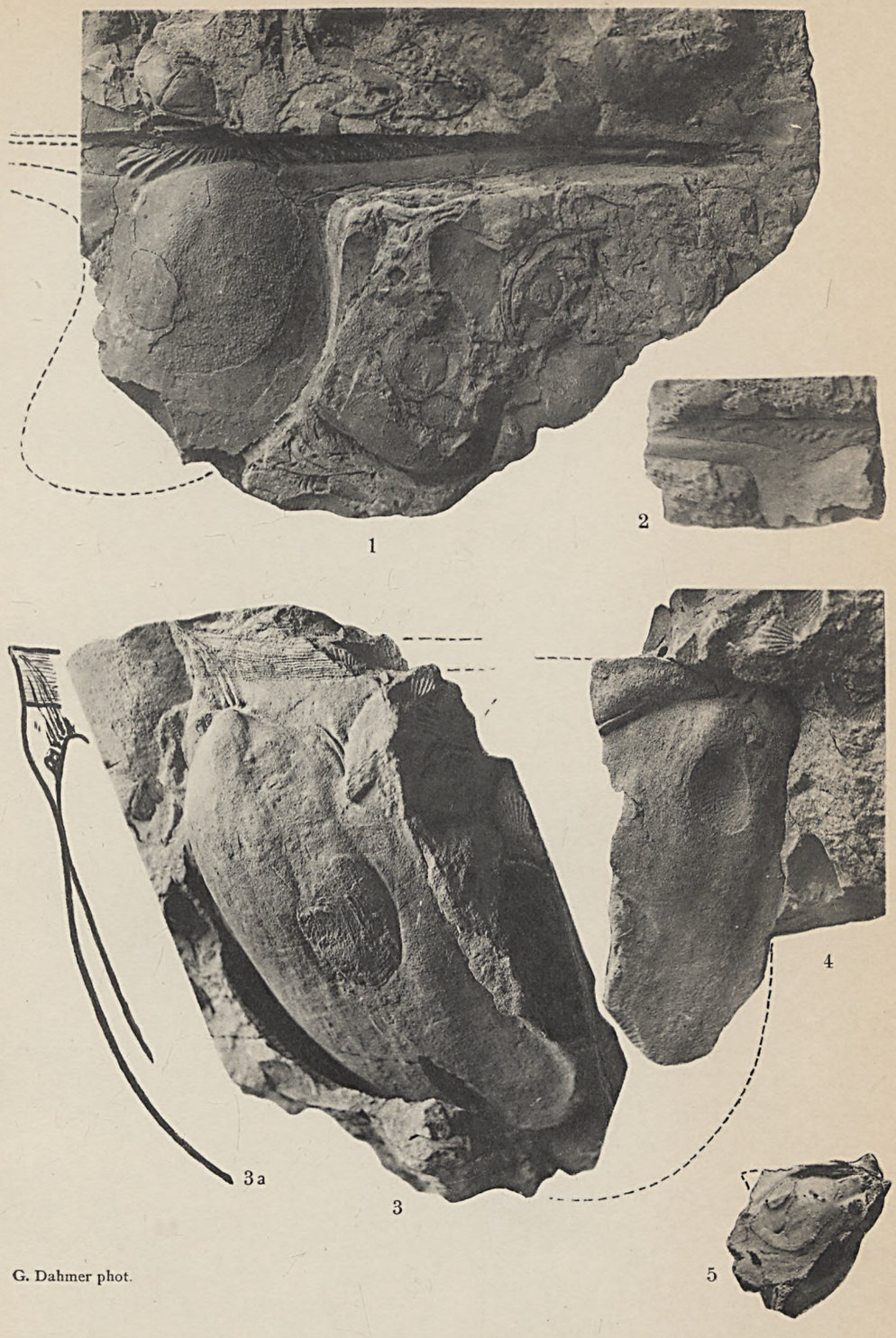
4. Steinkern der (zugehörigen) rechten Klappe.

Fundort von 3 und 4: Oberes Siechhaustal bei Capellen, obere Koblenzschichten. Samml. Follmann, Koblenz.

Fig. 5. *Pterinea costata* Goldf. . . . . S. 192

Zweiklappiger Steinkern; die rechte Klappe ist nach vorn gekehrt.

Fundort: Hauberg bei Mandeln.



G. Dahmer phot.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

Tafel 7.

Fig. 1. *Actinodesma malleiforme* Sandb. . . . . S. 205
Steinkern der linken Klappe mit vollständigem Hinterflügel.
Fundort: Hauberg bei Mandeln.

Fig. 2. *Pterinea ingens* n. sp. . . . . S. 202
2. Steinkern der linken Klappe.
2a. Schalenabdruck[1]) desselben Exemplars.
Fundort: Hauberg bei Mandeln.

[1]) Plastolinpositiv.



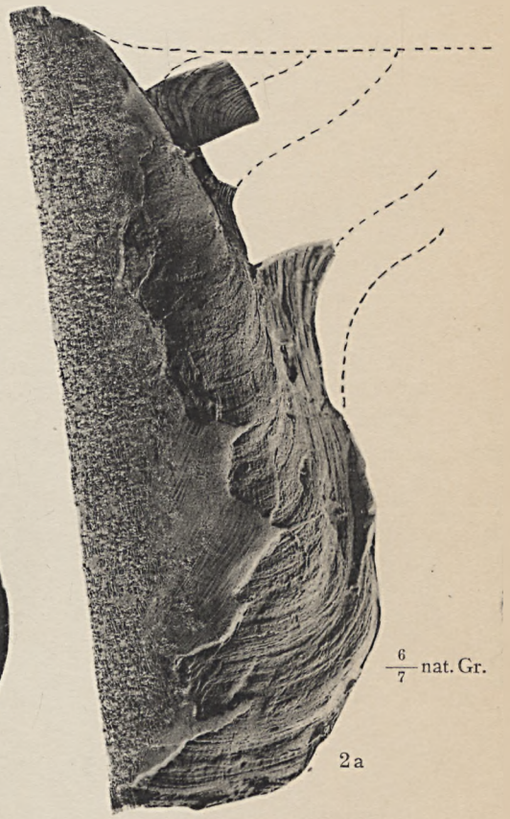
$\frac{9}{10}$ nat. Gr.

1



$\frac{21}{22}$ nat. Gr.

2



$\frac{6}{7}$ nat. Gr.

2a

G. Dahmer phot.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

Tafel 8.

Fig. 1—4. *Cyrtodonta pseudomodiola* n. sp. . . . . S. 210
1, 4. Steinkerne der linken Klappe.
2, 3. » » rechten »
2a. Schalenabdruck[1]) der hinteren Partie des Exemplars Fig. 2.

Fig. 5. *Nucula Drevermanni* n. sp. . . . . S. 215
5. Steinkern der linken Klappe.
5a. Schalenabdruck[1]) desselben Exemplars.

Fig. 6. *Ctenodonta subcontracta* Beush. . . . . S. 216
Steinkern der rechten Klappe.

Fig. 7, 8. *Cucullella bisulcata* n. sp. . . . . S. 220
7, 8. Steinkerne der linken Klappe.
8a. Schloß des Steinkerns Fig. 8 nach Entfernung des Wirbels, vergrößert.

Fig. 9—11. *Ctenodonta nassoviensis* n. sp. . . . . S. 217
9. Steinkern der linken Klappe.
9a. Schalenabdruck[1]) desselben Exemplars.
10. » [1]) eines anderen Exemplars.
11. » [1]) einer rechten Klappe.

Fig. 12. *Follmannia cancellata* Maur. . . . . S. 208
Steinkern der rechten Klappe.

Fig. 13. *Follmannia pseudalectryonia* Frech . . . . . S. 208
Steinkern der rechten Klappe.

Fig. 14—16. *Macrodus (Parallelodon) mandelensis* n. sp. . S. 213
14. Steinkern der linken Klappe.
15. » » rechten »
15a. Derselbe vergrößert.
16. Schalenabdruck[1]) einer rechten Klappe (Hinterende ergänzt).

Fig. 17—19. *Cypricardinia Richteri* n. sp. . . . . S. 222
17. Steinkern der linken Klappe.
18. » » rechten »
19. Schalenabdruck[1]) der linken Klappe eines anderen Exemplars.

Fundort: Hauberg bei Mandeln.

[1]) Plastolinpositiv.


1


2


3


5


4


2a


5a


6


7


8a

8


9

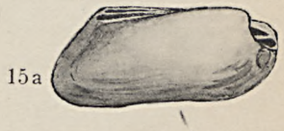

9a


10


11


12


13


15a


16


14


15


17


18


19

G. Dahmer phot.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

Tafel 9.

Fig. 1. *Rhadinocrinus* cf. *rhenanus* Jaekel . . . . . S. 245
Steinkern eines Kelches mit Armen.

Fig. 2. *Ctenocrinus rhenanus* Follm. . . . . S. 245
Steinkern eines Kelches ohne Arme.

Fig. 3. *Orthoceras nassa* n. sp. . . . . S. 183
3. Schalenabdruck).
3a. Steinkern der Wohnkammer.

Fig. 4. *Murchisonia anomala* n. sp. . . . . S. 188
4. Schalenabdruck [1]).
4a. Ein Stück der Schale, vergrößert.

Fig. 5. *Pleurotomaria detornata* n. sp. . . . . S. 185
5. Steinkern.
5a. Schalenabdruck [1]) desselben Exemplars, ergänzt.
5b. Letzte Windung dieser Schale, vergrößert.

Fig. 6. *Rotella* (?) *Kayseri* n. sp. . . . . S. 189
6. Schalenabdruck [1]), von oben.
6a. » , von der Seite.

Fig. 7. *Orthis striatula* Schloth. var. n. *interstrialis* . . . . . S. 238
Schalenabdruck [1]).

Fig. 8—10. *Dielasma Follmanni* n. sp. . . . . S. 232
8. Schalenabdruck [1]) eines zweiklappigen Exemplars und
8a. zugehöriger Steinkern, die Dorsalklappe nach vorn gekehrt.
9. Steinkern der Ventralklappe eines jugendlichen Exemplars.
10, 10a, 10b. Steinkern eines zweiklappigen (erwachsenen) Exemplars, in 3 verschiedenen Ansichten

Fig. 11. *Spirifer cultrijugatus* F. Roem. var. *auriculata* Sandb. . . . S. 225
Zweiklappiger, unverdrückter Steinkern, Ventralseite.
Fundort: Nächste Umgebung von Mandeln (wahrscheinlich Hellweg), Hauberghorizont, oberste Koblenzschichten.

Fig. 12—14. *Orthis tetragona* de Vern. . . . . S. 240
12, 14. Steinkerne von Dorsalklappen.
13. Steinkern einer Ventralklappe.

Fig. 15. *Discina nitida* Phill. . . . . S. 243
Zweiklappiger Steinkern in 3 verschiedenen Ansichten:
15. Von oben.
15a. Von unten.
15b. Von der Seite, Oberschale nach links gekehrt.

Fig. 16. *Stropheodonta taeniolata* Sandb. . . . . S. 235
Steinkern der Ventralklappe.

Fig. 17, 18. *Rhynchonella* (*Eatonia?*) n. sp. . . . . S. 232
Steinkerne zweier Stielklappen.

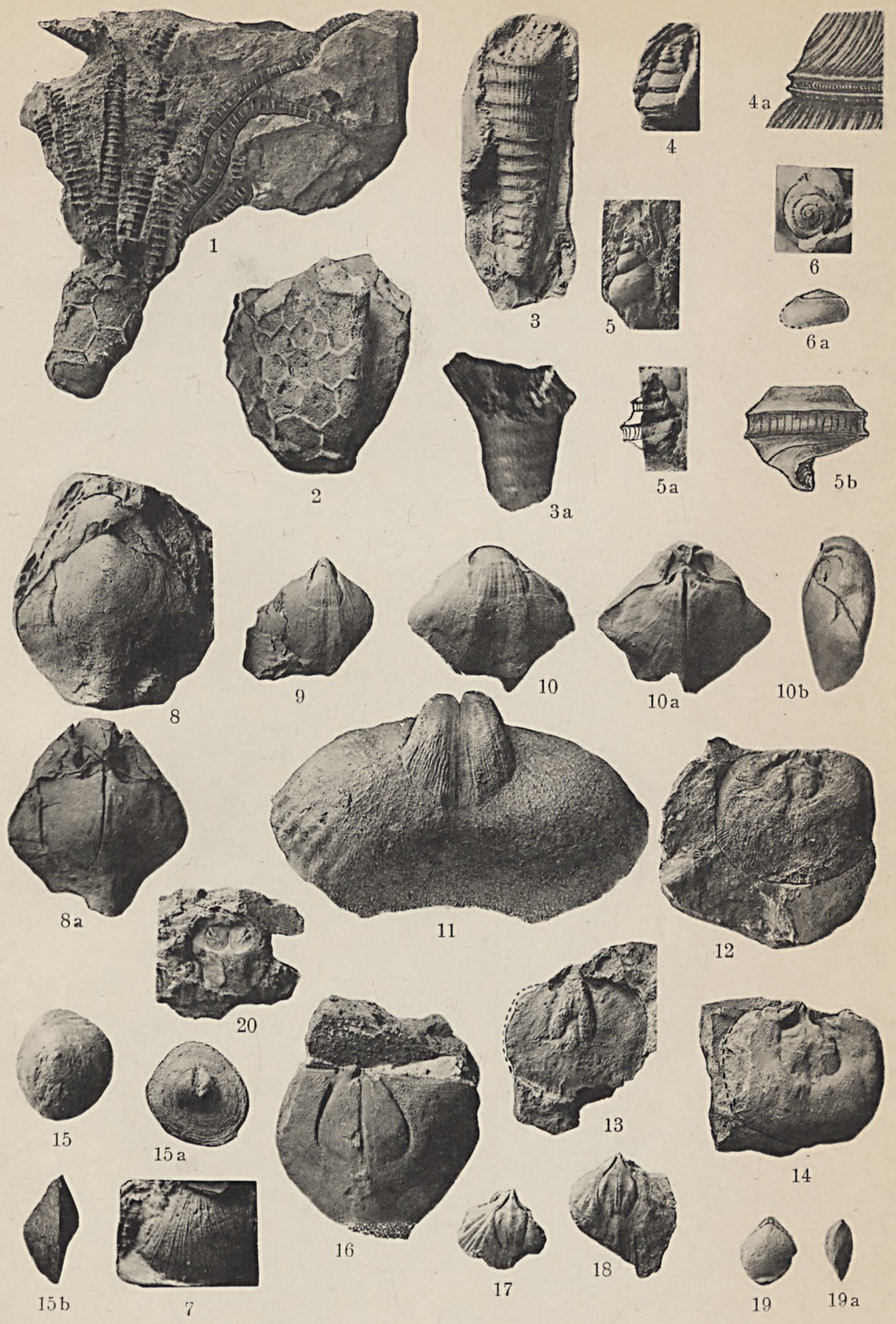
Fig. 19. *Terebratulide* . . . . . S. 234
19. Zweiklappiger Steinkern, Dorsalansicht.
19a. Derselbe, von der Seite, Ventralklappe nach links gekehrt.

Fig. 20. *Craniella cassis* Zeiler . . . . . S. 243
Steinkern der Unterschale.
Fundort: Seifen bei Dierdorf (Siegener Schichten).

Fundort: Alle Stücke außer Fig. 11 u. 20 stammen vom Hauberg bei Mandeln.

---

[1]) Plastolinpositiv.



G. Dahmer, phot.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

Über LOSSEN's Kalkgrauwackenzone (γ' in h2) im Selkegebiete des Blattes Harzgerode und einiger Nachbargegenden.

Von Herrn **A. Denckmann** in Berlin.

In der ersten Hälfte der neunziger Jahre vorigen Jahrhunderts habe ich im Interesse der geologischen Deutung des Kellerwaldes ausgiebige vergleichende Privatstudien im Unterharze ausgeführt. Im wesentlichen als ein Ergebnis dieser Studien ist die Exkursion aufzufassen, die von M. KOCH, L. BEUSHAUSEN und mir gemeinsam ausgeführt wurde, und deren Resultate als vorläufiger Exkursionsbericht in diesem Jahrbuche[1]) niedergelegt sind. Leider sind die energischen Anfänge, die hier für die Deutung der Unterharzstratigraphie im Bereiche der beiden älteren Harz-Lieferungen der geologischen Spezialkarte gemacht waren, seither von keiner berufenen Seite in größerem Umfange fortgesetzt oder wiederaufgenommen worden.

Meine in dem oben zitierten Berichte nur zum Teil zum Ausdruck gebrachten Untersuchungen und Beobachtungen hatten sich u. a. auch in der Richtung bewegt, daß in LOSSEN's unterer Abteilung der unteren Wieder Schiefer Schichten aufzusuchen sind, die in der Gesteinsausbildung und namentlich auch faunistisch den Urfer Schichten des Kellerwaldes entsprechen. In dieser Beziehung war mir besonders die

[1]) Dies. Jahrbuch für 1895, S. 127 ff.

Gegend von Günthersberge und Lindenberg im oberen Selketale bemerkenswert erschienen und im Gedächtnis geblieben, weil ich hier Grauwackenschiefer und Grauwacken beobachtet hatte, die sich direkt mit den Normalgesteinen der Urfer Schichten des Kellerwaldes vergleichen lassen. Leider sind auch meine Studien über diese wichtigen Sedimente im Unterharz nicht fortgesetzt worden, namentlich dann nicht mehr, als ich im Kellerwalde über die betreffenden Schichtenfolgen und über ihre stratigraphische Stellung einige Klarheit erlangt hatte. Man wird es deshalb verstehen, daß ich mich berechtigt glaube, in den neueren Erörterungen über Unterharz-Geologie das Wort zu ergreifen, nachdem ich bei meinen Bemühungen, den Faden meiner älteren Untersuchungen wieder anzuknüpfen, einige Erfolge zu verzeichnen gehabt habe.

Lossen's Gliederung der Unterharzer Schichtenfolge auf den Blättern der Lieferungen 1 und 16 der geologischen Spezialkarte ist bei den Stratigraphen namentlich dadurch in Mißkredit geraten, daß in der untersten Abteilung seiner Wieder Schiefer zweifelloses Unterdevon, Mitteldevon und Oberdevon nachgewiesen ist (vergl. u. a. den oben zitierten Exkursionsbericht und M. Koch's Zusammenfassung)[1]), während über das obersilurische Alter von Lossen's oberer, durch das Auftreten körniger Diabase gekennzeichneter Abteilung der Wieder Schiefer kaum noch Zweifel bestehen. Es zeigte sich also scheinbar eine direkte Umkehrung der Lossen'schen Reihenfolge der Sedimente, und jeder ehrliche Stratigraph mußte sich gestehen, daß die nicht durch exakte Paläontologie ausgiebig unterstützte Kartierungsstratigraphie im Unterharze eine Niederlage davongetragen habe.

Schon in dem erwähnten Exkursionsberichte war aber davor gewarnt worden, daß Unberufene das schwierige Unterharzgebiet als bequemes Tätigkeitsfeld für spekulative Geologie betrachteten,

[1]) M. Koch, Überblick über die neueren Ergebnisse der geologischen Forschung im Unterharz. Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Gesellschaft 1897. S. 97 ff. P. — M. Koch, Über die Umdeutung der geologischen Verhältnisse des Unterharzes. Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Gesellschaft 1898. P. S. 21. Hier besonders S. 21 und 25.

und es war zum Schlusse auf Unzulänglichkeiten hingewiesen, die in kurz vorher veröffentlichten Umdeutungen der geologischen Harzkarte zum Ausdruck gekommen waren. Die hier mitgeteilten Beobachtungen werden vielleicht dazu dienen, daß einerseits manches in der Literatur Unklare dem Verständnis näher gebracht wird, daß andererseits auch der Fernerstehende die Überzeugung gewinnt, daß Lossen's Lebenswerk auch in seiner unveränderten Form ein prächtiger Führer ist für denjenigen, der sich die Mühe gibt, den Meister zu verstehen, und der nicht lediglich sich damit begnügt, nach Irrtümern zu suchen.

Die nachfolgenden Erörterungen folgen den auf der geologischen Karte ausgeschiedenen Schichtengliedern nach ihrer Anordnung in Lossen's Erläuterungen.

1. Plattenschiefer.

Die in großen Zügen äußerst charakteristischen und einförmigen Plattenschiefer Lossen's, die leider auf den Blättern der Spezialkarte nicht als solche ausgeschieden, sondern mit anderen Sedimenten zur Tanner Grauwacke vereinigt sind, enthalten örtlich, zum Beispiel im großen Mägdesprunger Steinbruche und am rechten Ufer der Selke, gegenüber den Bahnhofsanlagen von Alexisbad, festere Bänke, deren Gestein carbonatisches Bindemittel führt. In dem Steinbruchsprofile sind sie schwer zu finden, da der Carbonatgehalt des Gesteins von der Vegetation gierig aufgenommen ist, und weil dadurch das carbonatische Gestein bis auf manganisch-eisenschüssige, mulmige Reste zerstört ist. Auf der Halde des Steinbruchs findet man bei einiger Aufmerksamkeit Bruchstücke eines unreinen Kalkgesteins von krystalliner Beschaffenheit. Die Bank selbst ist an der Profilwand des Steinbruchs nicht mehr vorhanden. Statt ihrer findet man eine den Schichten folgende, stark verwachsene, kluftartige Spalte.

Unterhalb Mägdesprung enthalten im Straßenprofile der Selke die Plattenschiefer Lossen's gegenüber dem zweiten Friedrichshammer milde Schiefer mit einer Anzahl Linsenlagen von manganhaltigem, unreinem Kalk, von Kieselcarbonaten und von Kieselgallen. Die eingehendere Untersuchung dieses Vorkommens wird

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

feststellen müssen, wie weit solche an die untere Abteilung der unteren Wieder Schiefer erinnernden Schichtenfolgen als Einlagerungen der typischen Plattenschiefer oder als Einmuldungen hangender Schichten zu deuten sind. Auch wird es sich empfehlen, daß man in den festen, linsenförmigen Gesteinskörpern dieser Schichtenfolge nach tierischen Versteinerungen sucht.

Im linken oberen Selkeprofile unterhalb Günthersberge, besonders unterhalb der Günthersberger Faßfabrik, bis über den Elbingertal-Teich hinaus kommen in Lossen's unterer Abteilung der unteren Wieder Schiefer immer wieder Gesteinsfolgen heraus, die man als petrographische Übergänge von den reinen Plattenschiefern zu den unteren Wieder Schiefern zu deuten geneigt ist. In diesen Gesteinsfolgen finden sich Sedimente, die in ihrer ganzen Erscheinungsweise an die typischen Urfer Schichten des Kellerwaldes erinnern. (Dieselben Gesteine beobachtete ich auch u. a. am östlichen Ende von Lindenberg und am westlichen Ausgange von Günthersberge.) Da in den vorzüglichen Aufschlüssen des Selketalprofils das einseitig südöstliche Schichtenfallen vorzuherrschen scheint, so ist es nicht unwahrscheinlich, daß man es hier mit einer isoklinal oder schuppenartig gebauten Wiederholungsfolge von obersten Plattenschiefern in den unteren Wieder Schiefern zu tun hat.

2. Untere Abteilung der unteren Wieder Schiefer oder Kalk-Grauwackenzone Lossen's.

a) γ in h2.

Lossen's untere Abteilung der unteren Wieder Schiefer wird in erster Linie charakterisiert durch die von ihm auf der Karte als γ in h2 ausgeschiedenen, meist ziemlich grobklastischen Grauwacken, die in seinen Erläuterungen zu den Harzblättern petrographisch scharf charakterisiert sind. Diese Grauwacken treten in einer Schichtenfolge auf, die aus mehr oder weniger milden Tonschiefern besteht. Im Zusammenhange der Sedimente ist folgendes wichtig: Hat man eine der zahlreichen kalkigen Einlagerungen vor sich, die zum Teil von Lossen als k in h2 vermerkt, zum Teil aber erst durch die Wegeanlagen der Anhaltischen Forstverwaltung erkennbar geworden sind, so

findet man in zahlreichen Fällen einen normalen stratigraphischen Zusammenhang zwischen den Kalken, Crinoidenschiefern, Tentaculitenschiefern, Kieselgallenschiefern einerseits und den klastischen Sedimenten andererseits. Die Kalkknollen werden bei der Verfolgung des Profils sandig, kieselig; an ihre Stelle treten Kieselgallen und, als direkte Übergänge zu den Grauwacken, Lagen von Linsen einer (oft grobklastischen) Grauwacke, die quarzitisches Bindemittel führt. Die Profilmächtigkeit solcher petrographischen Übergänge ist meist äußerst gering und beträgt in vielen Fällen erheblich weniger als einen Meter. Da in den kalkigen Bildungen nicht selten Schieferzwischenlagen vom Aussehen echter feinblättriger Graptolithenschiefer auftreten, so ist man geneigt, diese einerseits und die Tentaculiten- und Cephalopoden-Schiefer andererseits für die wesentlichen Sedimente der Schichtenfolgen zu halten, die immer wieder durch das Eindringen grobklastischer Sedimente verdrängt und infolgedessen von mannigfaltig gestalteten Schichtenprofilen unterbrochen sind.

Demjenigen, der sich mit den Sedimentausbildungen des Kellerwaldes etwas eingehender beschäftigt hat, fällt ohne weiteres die Analogie auf, die wir in diesen Sedimentfolgen des Unterharzes mit den Urfer Schichten und den Grauwacken des Königsberges im Kellerwalde erkennen können. (Lieferung 116 der geologischen Spezialkarte von Preußen nebst Erläuterungen, speziell Blätter Kellerwald und Gilserberg.)

Im Kellerwalde habe ich durch Auffindung von Graptolithen und von anderen Versteinerungen das silurische Alter der Schichten bewiesen. R. Wedekind hat durch den wichtigen Nachweis, daß die Graptolithen der Urfer Schichten älteres Obersilur vertreten, die Legende zerstört, daß es sich da um tektonische Verschleppungen der Ludlow-Graptolithenschiefer in beliebige Sedimente handeln könne.

Wie ich schon andeutete, gehören Petrefaktenfunde in Lossen's Begleitgesteinen seiner Grauwacken in h2 durchaus nicht etwa zu den Seltenheiten. Überall, wo ich in dem breiten h2-Zuge des Blattes Harzgerode am Gesteinswechsel von Grauwacken gegen kalkige Einlagerungen nach tierischen Resten suchte, sind meine

Bemühungen erfolgreich gewesen. Am häufigsten findet man Crinoiden, Korallen und Brachiopoden in den Kalken selbst, meist aber in einem solchen Erhaltungszustande, daß die Gewinnung bestimmbaren Materials ohne große Mühe und ohne besondere Hilfsmittel nicht zu erzielen sein wird. Crinoidenschiefer sind die ständigen Begleiter der Kalkbänke. Die besten Erfolge beim Aufsuchen von Petrefakten erzielt man in diesen Schichten, wenn man die Kieselcarbonate und Kieselgallen der Übergänge von den kalkigen zu den klastischen Gesteinen aufsucht. Aber auch hier ist Geduld und Ausdauer nötig; namentlich unter den Kieselgallen finden sich an manchen Stellen hunderte, die keine oder geringe Ausbeute geben, bis eine Kiesellinse, die erfüllt ist mit Korallen, Crinoidenresten, Brachiopoden, Zweischalern, Tentaculiten, Orthoceraten, Ostraceen und Trilobitenbruchstücken, für die aufgewandte Mühe reichlich entschädigt, und zwar umsomehr, weil, wie im Kellerwalde, die Erhaltung der Kieselgallenpetrefakten meist eine vorzügliche ist.

An zwei Stellen, an der östlichen Böschung der Harzgeroder Ziegelei und an der Straße Fluor-Lindenberg, im oberen Selketale, habe ich in diesen Schichten Graptolithen gefunden. Die Graptolithenschiefer der Harzgeroder Ziegelei bilden eine schmale Einlagerung einer Kieselgallenlagen, Kieselcarbonate und grobklastische Grauwacken führenden Schichtenfolge. Wie sich die im Aufschlusse der Ziegelei ausgebeutete Kalklinse zu diesen Sedimenten verhält, läßt sich zurzeit nicht feststellen. Auch wird die Ausbeutung eines im Hangenden der Graptolithenlage auftretenden Brachiopodenschiefers ergeben müssen, ob hier diskordant auflagerndes Unterdevon vorliegt, oder ob die Brachiopoden als silurische Petrefakten gedeutet werden müssen.

Der Lindenberger Fundpunkt, der etwa 50 m oberhalb des Bahnüberganges in der Straßenböschung liegt, gehört einer Schichtenfolge an, die mächtige Pakete feinspaltiger Schiefer vom Aussehen der normalen Graptolithenschiefer führt. Da diese Schichtenfolge aber durch das Auftreten von Grauwackeneinlagerungen, von Kieselgallen und von Kieselcarbonatlinsen sich petrographisch erheblich von den normalen Graptolithenschiefern des Schiebeck-

tales bei Harzgerode unterscheidet, so halte ich es für ausgeschlossen, daß es sich hier um eine Faltenwiederholung dieser Gesteine handelt. Es ist vielmehr wahrscheinlich, daß die kleine, Graptolithen führende Kalklinse von Lindenberg derjenigen Schichtenfolge angehört, die unten als Lossen's $\pi 1$ in h2 besprochen wird.

b) Lossen's k in h2.

Ein Teil der von Lossen auf der Karte verzeichneten Kalkvorkommen in h2 ist sicher devonisch, ja enthält ganze Devonprofile, wie in dem eingangs erwähnten Exkursionsberichte nachgewiesen ist. Es würde für diese kurze Mitteilung zu weit führen, wollte ich die in der Literatur vorhandenen Nachweise sicherer Devonkalke in Lossen's h2 ausführlicher erörtern. Erwähnen will ich nur, daß ich am Ostrande des oberen Badeholzes, wo Lossen's Kartendarstellung Kalke verzeichnet, eine kalkige Grauwacke mit zahlreichen Korallen, Brachiopoden, Trilobiten usw. aufgefunden habe, in deren Fauna A. Fuchs unter anderem *Atrypa lorana* Fuchs n. sp. als wichtiges Leitfossil für einen speziellen Horizont des rheinischen Hunsrückschiefers bestimmt hat. Wir haben hier also eine neue Fundstelle für solche Gesteine vor uns, die der Erbsloch-Grauwacke des Kellerwaldes und der Klosterholz-Grauwacke des Harzes faciell entsprechen. Es ist eine außerordentlich schwierige, aber lohnende Aufgabe, die reichen Anhaltspunkte der Literatur für das Auftreten von Devon in Lossen's h2 zu verfolgen und ihre Stratigraphie durchzuführen. So viel ist mir aber jetzt schon klar geworden, daß die hauptsächlichste Schichtenfolge der Lossen'schen Kalk-Grauwackenzone mit den — gewissermaßen — Fremdkörpern devonischer Sedimente, die in ihrem Bereiche zahlreich und mannigfaltig ausgebildet auftreten, nichts Gemeinsames hat. Handelt es sich hier, wie im Kellerwalde, um ungleichmäßige, vielleicht diskordante Auflagerung devonischer Sedimente auf obersilurischen Schichtenfolgen? Handelt es sich außerdem um Schollen, deren Vorhandensein einer tektonischen Erklärung bedarf? Wir müssen die Entscheidung dieser

Fragen der Neuuntersuchung und Neukartierung der älteren Harz-Lieferungen der geologischen Spezialkarte überlassen. So viel aber ist sicher, daß von dem als k in h2 zu verzeichnenden Kalkvorkommen der Kalk-Grauwackenzone, die zum großen Teile erst durch neue Schichtenentblößungen zutage getreten sind, zum anderen Teile aber auf der Lossen'schen Karte bereits vermerkt sind, ein Teil sicher den älteren Sedimentfolgen angehört und dementsprechend stratigraphisch zu deuten ist. Als Typus dieser wahrscheinlich obersilurischen Kalke stelle ich den Crinoiden- und Korallenkalk auf, der unterhalb der Günthersberger Faßfabrik in der Straßenböschung des linken Selkeufers auftritt, hier oberhalb des Waldrandes der Anhaltischen Forsten.

Da den im nächsten Abschnitte behandelten Schichtenfolgen möglicherweise eine Sonderstellung im stratigraphischen Profil des Selketals anzuweisen ist, so erscheint es zweckmäßig, schon hier das Ergebnis meiner Beobachtungen über die Hauptmasse der Kalkgrauwackenzone Lossen's zusammenzufassen.

Wir müssen nach den bisherigen Erörterungen in Lossen's Kalkgrauwackenzone zwei Schichtenfolgen unterscheiden:

a) Eine zum Teil sicher dem Obersilur angehörige Schichtenfolge von meist grobklastischen Grauwacken, die Graptolithenschiefer, Kalke (und lagenweise) Kieselcarbonatknollen und Kieselgallen in Tentaculitenschiefern als Einlagerungen führen. Die Schichtenfolgen enthalten obersilurische Graptolithen und bilden nach Lossen's Kartierung eine breite Zone, die im Hangenden seiner Plattenschiefer auftritt.

b) Ungleichmäßig oder diskordant auf den Schichtenfolgen von a), oder aber tektonisch ihnen eingeschaltet finden sich devonische Ammonitidenkalke, die ganze Schichtenprofile des Devons enthalten und Kalkgrauwacken mit unterdevonischer Fauna. Die Kalkgrauwacken, von denen ich auch westlich und nordwestlich Neurode und bei Hasselfelde Spuren gefunden zu haben glaube, sind, wohl wegen des in ihnen vorherrschenden kalkigen Bindemittels, am Badeholze von Lossen als unreine Kalke aufgefaßt und dementsprechend als Kalke dargestellt. Der intensive Kalkgehalt

ihres Bindemittels, der wohl von der Zerstörung kalkiger silurischer Sedimente abzuleiten ist, unterscheidet sie scharf von LOSSEN's eigentlichem γ in h2.

c) LOSSEN's $\pi 1$ in h2.

Unter ausdrücklicher Betonung der petrographischen Verwandtschaft mit den Gesteinen des »Hauptquarzits« scheidet LOSSEN auf den Blättern Harzgerode, Hasselfelde usw. ein Gesteinsglied $\pi 1$ aus, das er als »Quarzit im Liegenden des Hauptquarzits« auffaßt. Recht auffällig ist es, daß dieses Glied im Gebiete des Blattes Harzgerode immer in größerer Nähe der Plattenschiefergrenze ausgeschieden ist[1]), so daß man aus dem bloßen Kartenbilde schon den Eindruck erhält, es handle sich um eine zusammenhängende Schichtenfolge, die in nicht zu großer Entfernung von der genannten Schichtengrenze eine besondere Einlagerung der Kalkgrauwackenzone ausmacht. Verstärkt wird dieser Eindruck, wenn man in der Lage ist, in den heutigen guten Forstwegaufschlüssen die Quarzite und ihre Beziehungen zum Begleitgestein auch da zu studieren, wo sie von LOSSEN mangels guter Aufschlüsse nicht beobachtet sind, und wo sie dementsprechend auf der Karte fehlen. Bei der Begehung der Profile stößt man nämlich in einer jeweilig den Plattenschiefern (t1) genäherten Zone auf Schiefer von teilweise dunkler, oft grünlicher Färbung, die den Eindruck machen, als seien sie außerordentlich stark durch Gebirgsdruck verquetscht und verruschelt. Ursprünglich glaubte ich aus dieser Beschaffenheit der Gesteine auf Verwerfungen oder Überschiebungen schließen zu müssen, bis ihr ständiges Auftreten in den zu den Plattenschiefern vom Hangenden her hinführenden Profilen und das Gebundensein der Ruschelschiefer an Quarzite, die LOSSEN's $\pi 1$ entsprechen, mich zu der Gewißheit führte, daß diese Gesteine niveaubeständig sind, und daß ihr verruschelter Zustand nicht ausschließlich auf Gebirgsdruck zurückzuführen ist, daß wahrscheinlich noch andere Ursachen zur Erklärung ihres eigentümlichen Erhaltungszustandes herangezogen

[1]) Vergleiche auch a. a. O. den Text der Erläuterungen. Die »Grenzquarzit«-Profile, die hier erwähnt werden, sind von mir noch nicht begangen.

werden müssen. Vielleicht hat ein überaus hoher Gehalt an sehr feinblättrigem Glimmer die Schiefer selbst äußerst druckempfindlich gemacht, wie dies bei Kieselgallen und Quarzitlinsen führenden Schiefern nicht selten beobachtet wird. Wahrscheinlich ist auch die gedrungene Form der Quarzitlinsen des $\pi 1$-Horizontes dafür verantwortlich zu machen, daß bei den Faltungsvorgängen die Begleitschiefer der Linsen in besonders augenfälliger Weise zerquetscht und verruschelt wurden. Daß Lossen den innigen Zusammenhang der Ruschelschiefer mit seinem $\pi 1$-Quarzit nicht erkannt und deshalb das Niveau des $\pi 1$ nicht in ähnlicher Weise breit auf der Karte angelegt hat wie seinen Hauptquarzit, liegt wohl daran, daß er keine zusammenhängenden Aufschlüsse gesehen hat, wie solche jetzt in den Bahn-, Straßen- und Wegeanschnitten vorliegen. Auch wirkt der Umstand irreführend, daß direkt im Hangenden der Quarzitbänke häufig grobklastische Grauwacken auftreten. In der Folge hat Lossen eine Anzahl $\pi 1$-Vorkommen als γ in h2 aufgefaßt, beispielsweise das unterhalb der Günthersberger Kistenfabrik vor und unmittelbar hinter dem oberen Waldrande des linken Selkeufers durch die neue Straße aufgeschlossene Vorkommen. Zu den Begleitgesteinen des im frischen Zustande meist sehr dunkel gefärbten $\pi 1$-Quarzits und seiner groben Grauwacken gehört ein dickschichtiger Grauwackenschiefer, der durch feinere Schiefervarietäten in Schiefer fast von der Beschaffenheit der normalen feinblättrigen Graptolithenschiefer übergeht. Alle diese Schiefer enthalten zahlreiche Zwischenlagen von feinkörnigen Grauwacken in Bänken, Quarzitlinsen, Kieselgallen führenden Schiefern, Grauwackenlinsen mit carbonatischem Bindemittel, sowie von unreinen, manganhaltigen Kalken, die lagenförmig mit kalkreichen, graptolithenschieferartigen Tonschiefern wechsellagern. Endlich beobachtet man in diesem Zusammenhang mächtigere Pakete von feinen Tonschiefern, die man Lossen's oberer Abteilung der unteren Wieder Schiefer zugesellen würde, wenn nicht charakteristische Gesteinsunterschiede gleichwohl vorhanden wären, die dem aufmerksamen Beobachter nicht entgehen. Diese Gesteinsunterschiede bestehen namentlich in einem größeren Glimmer-

gehalte und im gröberen Gefüge der Schiefer gegenüber den äußerst feinschichtigen, feinblättrigen und milden Graptolithenschiefern der oberen Abteilung des unteren h2.

Da sorgfältiges Petrefaktensammeln und exaktes Kartieren auch hinsichtlich dieser Gesteine bald Klarheit schaffen muß, so wäre es unvorsichtig, wollte ich mich hinsichtlich des LOSSEN'schen $\pi 1$-Horizontes zu einer bestimmten stratigraphischen Auffassung bekennen. Wohl aber verdient hervorgehoben zu werden, daß nach meinen Beobachtungen die Frage einer eingehenden Untersuchung bedarf: Ist LOSSEN's $\pi 1$-Horizont eine Quarzite und grobe und feine Schiefer führende Schichtenfolge, die in den unteren Wieder Schiefern, unterhalb der Hauptentwicklung von γ in h2 als besonderer Horizont ausgeschieden werden muß?

Im oberen Selketal, zwischen Günthersberge und Lindenberg, beobachtet man die hier in Betracht kommenden Gesteine in zahlreichen Wiederholungen. Die verruschelten Schiefer findet man auch in anderen Profilen. Ich erwähne hier die alte Straße, die von Harzgerode nach der Schneidemühle im Selketal führt, und die nördlich des unteren Badeholzes die dem Plattenschiefer benachbarten Schichtenfolgen des h2-Horizontes anschneidet. Ein weiteres Beobachtungsgebiet für diese Gesteine bietet das linke Gehänge des Schiebecktales, besonders an einer Anzahl Forstwege der Forstdistrikte 8, 10, 12, sowie im Hasenwinkel und am Brandkopfe.

Ferner ist hier der kleine Steinbruch zu erwähnen, der oberhalb der Stadt Günthersberge an der Selketal-Straße am oberen Ende des Teiches liegt. Ähnliche Gesteine sind auch dem Kellerwalde nicht fremd. Ich beobachtete sie in der Nähe des Silberstollens und im Gebiete der Grauwacke des Königsberges (Blatt Gilserberg). Verschiedene meiner in diesen Gebieten erfolglos ausgeführten Petrefaktenschürfe trafen auf dunkle Grauwackenschiefer, verruschelte Schiefer und feste Gesteinskörper, die ich mit meinen heutigen Erfahrungen in nähere Beziehung zu den Begleitgesteinen von LOSSEN's $\pi 1$ bringen würde, als zu dem Densberger Kalke der eigentlichen Urfer Schichten.

d) Lossen's ζ in h2.

Die auf den Lossen'schen Kartenblättern ausgeschiedenen Kieselschiefereinlagerungen der unteren Abteilung der unteren Wieder Schiefer liegen meistens in schlecht erschlossenen Gebieten, so daß ihr Studium an der Hand der Karte eine erhebliche Zeit in Anspruch nehmen würde. Ich will deshalb nicht unterlassen, hier einer Kieselschieferzone Erwähnung zu tun, die durch die Straße am linken Selkeufer in Distrikt 42 der Oberförsterei Günthersberge gut aufgeschlossen ist. Die Kieselschiefer scheinen hier im engeren Zusammenhange mit Schiefern von der typischen Beschaffenheit der Urfer Schichten zu stehen. Sie entwickeln sich im Profil aus feineren Tonschiefer derart, daß Tonschiefer, Wetzschiefer und Alaunschiefer Kieselschieferzwischenlagen zeigen. Von großer Wichtigkeit ist es, daß die in diesen Gesteinen hin und wieder lagenweise auftretenden Kieselgallen und Kieselkalkknollen keineswegs selten organische Reste einschließen. Wenn auch vorläufig Bruchstücke eines Zweischalers und zahlreiche Tentaculiten die einzigen Früchte meiner Nachforschungen in diesen Gesteinen sind, so ist doch zu hoffen, daß bei systematischer Durchsuchung der günstigen Aufschlüsse auch bestimmbare und charakteristische Fossilien, vielleicht Graptolithen, nachgewiesen werden.

3. Lossen's obere Abteilung der unteren Wieder Schiefer.

Bezüglich der eigentlichen Graptolithenschiefer will ich mich kurz fassen. Erwähnen will ich nur, daß an der Hagenmühle bei Hasselfelde rechts und links der Hassel dunkle Kalklinsen lagenweise auftreten, die außerordentlich an die unteren Steinhorner Schichten des Kellerwaldes erinnern. Zwei von mir zerschlagene Geoden zeigten außer zahlreichen Orthoceraten, darunter typische Arten der Steinhorner Schichten ein Bruchstück einer *Cardiola interrupta*, ein *Patrocardium* und einen verkiesten Graptolithen. Neue Graptolithenfundpunkte beobachtete ich in der nächsten Umgebung westlich und nordwestlich von Hasselfelde nicht weniger als fünf.

4. LOSSEN's Hauptquarzit.

LOSSEN's Hauptquarzit besteht aus sehr verschiedenartigen Sedimentfolgen, deren stratigraphische Zusammengehörigkeit mir fraglich erscheint. Die dickschichtigen Tonschiefer des Krebsbachtales, die als Unterdevon gedeutet sind, stehen in innigem Zusammenhang mit Sedimenten, die den Michelbacher Schichten des Kellerwaldes ähnlich sind. Solche Michelbacher Gesteine beobachtete ich noch am rechten Ufer des oberen Pulverbaches am Rieselberge südwestlich von Harzgerode, sowie östlich des Hasselfelder Cephalopodenkalkvorkommens am linken Ufer des Hagenbaches. Im übrigen habe ich mich noch nicht eingehender mit den Hauptquarzitsedimenten beschäftigt. Sehr auffällig sind die grobklastischen dunkleren Grauwackenschiefer, die im oberen Schiebeckgebiete (Blatt Pansfelde) am Panzerberge an der Friederikenstraße und am linken Leineufer an dem Mühlenwege (hier in einem kleinen Steinbruche) aufgeschlossen sind. Sie kommen als direkte Begleitgesteine der eigentlichen Quarzite sehr in Betracht und müssen auch dann auf der Karte besonders ausgeschieden werden, wenn sich herausstellen sollte, daß es sich tatsächlich durchweg um unterdevonische Sedimente handelt.

Schlußbemerkungen.

Für den Verfasser dieser Mitteilung hat eine etwa vierwöchentliche Beschäftigung mit dem LOSSEN'schen Harzblatte Harzgerode und seinem östlichen und westlichen Nachbargebiete zunächst den Erfolg gehabt, daß er einen Einblick erhielt in die geniale Arbeitsweise des scharfsinnigen und gewissenhaften Forschers LOSSEN, der ja allerdings in Einzelheiten, die heute für wesentlich gehalten werden müssen, sich irrte, der aber in großzügiger Weise stratigraphische Sedimentgruppen geschaffen hat, in einer Art und mit Erläuterungen, die eine innige Vertrautheit mit der Materie und eine scharfe Unterscheidungskraft des Wesentlichen erkennen lassen. Zur endgültigen Beurteilung des Wertes der LOSSEN'schen Sedimentgliederung fehlen uns vorläufig die positiven Unterlagen. Wenn es mir im Vorstehenden geglückt ist, einige Beweise dafür zu erbringen, daß LOSSEN's untere Abteilung

der unteren Wieder Schiefer Obersilur enthält, und daß dieses Obersilur in enger stratigraphischer Beziehung zu seinem Grauwacken führenden Horizonte steht, so ist damit ein Schritt getan in der Richtung, daß wir mit unseren auf die Paläontologie gestützten speziellen Untersuchungsmethoden nachprüfen, wie weit Lossen's unterste h2-Schichtenfolge des Selkegebietes, nach Abzug und nach Streichung des darin Fremdartigen und vielleicht Zufälligen aufrecht erhalten werden muß, und ob es möglich ist, die Lossen'sche Schichtenfolge aufrecht zu erhalten, nämlich:

1. Die Plattenschiefer der Tanner Grauwacke als Ältestes.
2. Die untere Abteilung der unteren Wieder Schiefer, nach vorsichtiger Ausmerzung der darin auftretenden jüngeren paläozoischen Sedimente.
3. Die obere Abteilung der unteren Wieder Schiefer, den eigentlichen Graptolithenhorizont Lossen's.
4. Den Hauptquarzit, so weit tatsächlich unterdevonische oder jüngere Sedimente in Frage kommen.

Wir müssen ferner darüber klar werden, ob Lossen's $\pi 1$ mit den den Quarzit begleitenden Schiefern als ein selbständiges Glied der Kalkgrauwackenzone aufrecht erhalten werden kann.

Nachträgliches.

Herr R. Wedekind, dessen Verdienste um die paläontologische Bearbeitung der silurischen Kellerwald-Faunen[1]), insonderheit der Graptolithen bekannt sind, hat die Liebenswürdigkeit gehabt, die von mir im Harzgeroder Ziegeleiaufschlusse und an der Straße Fluor-Lindenberg gesammelten Graptolithen einer Bestimmung zu unterziehen. So weit der Erhaltungszustand der von mir gesammelten Stücke eine sichere Bestimmung zuläßt, handelt es sich nach Wedekind um *Monograptus Roemeri* und *M. dubius*, Formen, die für Unter-Ludlow charakteristisch sind.

[1]) Abhandlungen zur geol. Spezialkarte. Neue Folge. Heft 69. Erster Teil. Berlin 1913.

Aus dieser Bestimmung der in der Kalkgrauwackenzone Lossen's nachgewiesenen Graptolithen ergeben sich Folgerungen, zu deren Verständnis etwas weiter ausgeholt werden muß.

Im Kellerwalde habe ich als untere Steinhorner Schichten eine Gesteinsfolge zusammengefaßt, die in der Hauptsache Graptolithenschiefer mit Linsenlagen dunklen mangan- und eisenhaltigen Kalkes, sowie Kieselschiefer und körnige Diabase mit deren Kontaktgesteinen enthält. In dieser Schichtenfolge treten als bemerkenswerte Einzelsedimente die durch Pelecypoden (*Cardiola interrupta* usw.), *Scyphocrinus*, Orthoceraten und Graptolithen gekennzeichneten Carbonatbänke des Steinhornes und die durch das Auftreten von *Retiolites* merkwürdigen Graptolithenschiefer des Steinboß und des alten Teiches bei Möscheid auf. Diese in den Einzelprofilen nur wenig mächtigen Sedimentfolgen, über denen z. T. noch die durch Kieselgallen und Sphärosideritknollen gekennzeichneten oberen Steinhorner Schichten beobachtet sind, werden diskordant oder ungleichmäßig von Devon und Culm (hercynisches Unterdevon, Untercoblenz-Fauna führende Michelbacher[1]) Schichten, Mitteldevon, Culmkieselschiefern) überlagert.

Wo noch Unterlagen der Steinhorner Schichten beobachtet sind, wie am Steinhorn, am Steinboß usw., handelt es sich um Gesteine, die den Rücklingschiefern des Kellerwaldes entsprechen. Nun enthalten aber die Steinhorner Schichten nach Wedekind's Untersuchungen Graptolithenzonen, in denen Unter-Ludlow und Tarannon vertreten sind.

Da in den Urfer Schichten nach des gleichen Autors paläontologischen Untersuchungen Graptolithen des Llandowery enthalten sind, so ergibt sich, wenn wir an der Einheitlichkeit des Silurprofils im Kellerwalde festhalten, folgendes:

a) Oben unter den oberen Steinhorner Schichten eine vorwiegend aus Graptolithenschiefern (mit körnigen Diabasen), Orthocera-

[1]) Der von P. Dienst gemachte Versuch, die Michelbacher Schichten als Facies des hercynischen Unterdevons aufzufassen, ist aus stratigraphischen Gesichtspunkten undiskutabel. Aus meiner in 1 : 5000 und 1 : 2000 durchgeführten geologischen Kartierung geht unzweideutig hervor, daß die Michelbacher Schichten sowohl das Hercyn wie das Obersilur ungleichmäßig überlagern.

ten-, Crinoiden- und Cephalopodenkalken zusammengesetzte Schichtenfolge von äußerst geringer Mächtigkeit, die die nach Graptolithen bestimmten Obersilurschichten vom Ludlow bis zum Tarannon enthält, mit einer Einlagerung von heterogenem Goniatitenkalk; darunter das gewaltige Schichtenprofil, das vom Rücklingschiefer abwärts bis zu den Urfer Schichten reicht. (Rücklingschiefer, Ortberg-Grauwacke, Wüstegarten-Quarzit, Schiffelborner Schichten, Möscheider Schiefer, Urfer Schichten, Plattenschiefer.) Daß eine so mannigfach zusammengesetzte Schichtenfolge lediglich den Llandowery-Horizont vertreten sollte, hat Herrn R. Wedekind bei der stratigraphischen Erörterung seiner paläontologischen Resultate (a. a. O. S. 17 ff.) erhebliche Schwierigkeiten bereitet, und wir haben darüber eine eingehende Diskussion gepflogen, ob etwa die *Retiolites* führenden Schiefer des Steinboß und des Alten Teiches als Einlagerungen der Urfer Schichten aufgefaßt werden können. Diese von Wedekind angeregte Frage kann nach meinen Kartierungsresultaten nur entschieden verneint werden. Es ergab sich für Wedekind's Zusammenfassung der Ergebnisse der Zweifel, der in seinen Schlußbetrachtungen a. a. O. zum Ausdruck gekommen ist.

Als neues Moment, um eine Revision der Einheitlichkeit des Kellerwalder Silurprofils wünschenswert erscheinen zu lassen, kommt jetzt die Tatsache hinzu, daß die in Lossen's Kalkgrauwackenzone der Wieder Schiefer aufgefundenen Graptolithen das Unter-Ludlow vertreten.

Wie aus meinen obenstehenden Ausführungen hervorgeht, bin ich davon ausgegangen, daß über den Plattenschiefern des Selketales Schichtenfolgen auftreten, die direkt mit den Leitgesteinen der Urfer Schichten vergleichbar sind. Diese Beobachtung ist durch meine neuen Untersuchungen bestätigt. Außerdem hat sich gezeigt, daß im Gebiete des oberen Selketals die hauptsächlichsten grobklastischen Grauwacken, denen als Einlagerungen die Graptolithenschiefer von Harzgerode-Lindenberg angehören, nach Lossen's Kartendarstellung einen höheren Horizont einnehmen, als die unmittelbar dem Plattenschiefer auflagernden Gesteine, welche ich mit den Leitgesteinen der Urfer Schichten im Kellerwalde vergleiche. Andererseits läßt es sich wohl mit dem geologischen

Kartenbilde des Meßtischblattes Gilserberg im Kellerwalde vereinigen, daß hier die mit LOSSEN's echten grobklastischen Grauwacken (γ in h2) übereinstimmenden gröberen Grauwacken des Schloßberges und des Königsberges bei Schönau einen jüngeren Horizont einnehmen, als die durch Graptolithenschiefer-Einlagerungen gekennzeichneten Schichtenfolgen der Graptolithen-Fundpunkte Schloßberg bei Schönau, Hammerdelle, Erlensüttengraben. Wir können dementsprechend folgendes Profilschema der Urfer Schichten aufstellen:

Gilsatal im Kellerwalde.	**Selketal im Unterharz.**
Grauwacken des Schloßberges und des Königsberges, bis jetzt ohne Graptolithenfunde.	γ in h2 i. e. S. mit Graptolithen des Unter-Ludlow.
Gesteine wie LOSSEN's $\pi 1$, bis jetzt ohne Graptolithenfunde.	LOSSEN's $\pi 1$, bis jetzt ohne Graptolithenfunde.
Leitgesteine der Urfer Schichten mit Graptolithen des Llandowery.	Den Leitgesteinen der Urfer Schichten vergleichbare Sedimente, bis jetzt ohne Graptolithenfunde.
Plattenschiefer.	Plattenschiefer.

Ziehen wir aus diesen Tatsachen die weiteren Schlußfolgerungen, so haben wir in den über den Plattenschiefern auftretenden Silurbildungen des Kellerwaldes, wenn wir sie mit den neuen Funden des Selkegebiets vergleichen, ein in sich geschlossenes, petrographisch durch das Vorherrschen klastischer Sedimente gekennzeichnetes Profil, dessen Graptolithenfauna vom Llandowery bis zum Unter-Ludlow führt.

Diesem Profile steht dasjenige der unteren Steinhorner Schichten im Kellerwalde gegenüber, das fast ausschließlich aus Graptolithenschiefern, Kieselschiefern, Tonschiefern, sowie aus Pelecypoden-, Orthoceraten- und Graptolithenkalken zusammengesetzt ist,

und in dem Graptolithenzonen nachgewiesen sind, die vom Tarannon bis zum Unter-Ludlow reichen. Wir werden also dazu übergehen müssen, daß wir im Kellerwalde mit zwei Silurprofilen rechnen, von denen das eine der Graptolithenschieferentwicklung Nordeuropas zu vergleichen ist, während das andere sich durch das häufige Auftreten von grobklastischen Sedimenten auszeichnet, sowie durch die Wechsellagerung dieser Sedimente mit Kieselschiefern, Graptolithen führenden Schiefern einerseits und mit Tentaculiten und Phacopiden führenden Schiefern und Kalken andererseits. Wenn wir im Kellerwalde annehmen, daß die (durch Kartierung nachgewiesene) Überschiebungsfläche des Silurs nördlich der großen (von Randbrüchen wieder verworfenen) Ost-West-Verwerfung des Gilsatales (Blätter Gilserberg und Kellerwald, Lieferung 116 der geol. Spezialkarte, 1:25000) nicht stehen geblieben, sondern eingesunken ist, so wird aus den genannten Kartenbildern ohne weiteres verständlich, daß das Bodenständige (Untere Steinhorner Schichten) heute dem Wurzellosen (von Südost herstammenden) gegenüber eine südliche Lage einnimmt.

Wenn wir nach der geologischen Karte im Kellerwalde annehmen, daß das Profil des Silurs: Rücklingschiefer, Ortbergsandstein, Wüstegartenquarzit, Schiffelborner Schichten, Möscheider Schiefer, Urfer Schichten, Plattenschiefer (von oben nach unten) ein einheitliches ist, so ist es unwahrscheinlich, daß die eigentlichen Rücklingschiefer des Kellerwaldes in ihrer Hauptentwicklung (nördlich der großen Ost-West-Störung) mit denjenigen Sedimenten identisch sind, die im Zuge Steinboß, Steinhorn, Schloßberg, Silberstollen, Hemberg von mir als Rücklingschiefer ausgeschieden sind. Es würde sich in diesem Falle um eine lediglich petrographische Ähnlichkeit handeln, und diese kieseligen Schiefer mit ihren Diabasen müßten in das System der Haupt-Graptolithenschiefer-Entwicklung der Steinhorner Schichten eingereiht werden. Ihnen würden sich petrographisch die Hundshäuser Schichten anschließen, in denen bisher leitende Versteinerungen nicht aufgefunden sind.

Hält man aber an der Identifikation fest, so muß man das System der Urfer Schichten von demjenigen des Quarzits scharf trennen und muß im Liegenden der Möscheider Schiefer eine Überschiebung statt einer Schichtengrenze aufzufinden erwarten. Diese zweite Überschiebung würde im gedachten Falle zur Hauptüberschiebung, während diejenige des Quarzitsystems eine untergeordnete Bedeutung erhält. An und für sich liegt dieser Auffassung nichts im Wege, da das Zusammenvorkommen von Schuppenstruktur mit Bündeln mehr oder weniger bedeutender Überschiebungen im Kellerwalde (siehe Blätter Kellerwald und Gilserberg) nachgewiesen ist.

In diesem Falle ist mit der Möglichkeit zu rechnen, daß der Quarzit sehr altes Obersilur (älter als Tarannon) oder noch Älteres vertritt. Für alle diese Konstruktionen fehlt aber vorläufig der Beweis, der nur durch Auffindung leitender Faunen erbracht werden kann.

Andererseits berechtigen uns die bis heute sicher festgestellten Tatsachen, an der Einheitlichkeit des Silurprofils zu zweifeln und die reinere Graptolithenschiefer- und Kalkfacies des Obersilurs im Norden einer mehr sandigen Facies des Südens gegenüberzustellen.

Im Unterharze haben wir als Aquivalente der reinen Kalk- und Graptolithenschiefer-Entwicklung des Kellerwaldes 1. Lossen's obere Abteilung der unteren Wieder Schiefer, so weit ihre Gesteine Graptolithen führen oder vielmehr, so weit diese sicher Silur sind; 2. die den kalkigen unteren Steinhorner Schichten des Kellerwaldes, speziell des Steinhornes entsprechenden Kalkvorkommen des Hasenbachtales bei Hasselfelde.

Da auch im Harze die große Silurüberschiebung nachgewiesen ist, und da auch hier die geologische Karte das Vorhandensein großartiger Ost-West-Brüche erkennen läßt, so wird es die Aufgabe der Neuaufnahmen des Unterharzes sein, diese jungen Verwerfungen genau festzustellen und aus ihnen eine einwandfreie Deutung des geologischen Unterharz-Kartenbildes und seiner Profile abzuleiten.

In Anknüpfung an die Diskussion, die vor einigen Jahren durch R. Lepsius' Angriffe gegen meine im Kellerwalde erworbenen

Auffassungen und Ergebnisse veranlaßt wurde, kann ich mir nicht versagen, mit Genugtuung folgendes festzustellen:

Auf Lepsius' Übersichtskarte, Sekt. 14, werden diejenigen Schichtenfolgen des Selketalgebiets, in denen von mir Graptolithen nachgewiesen sind, also die Schichtenfolgen der Kalkgrauwackenzone Lossen's, abzüglich der unterdevonischen Kalke, als Silur dargestellt. In Lepsius' Darstellung fallen also die Grauwacken, die nach meinen beweisenden Funden als Silur aufgefaßt werden müssen, in das Silurband hinein. Nicht nur, daß in diesen Sedimenten häufig Tentaculiten und Phacopsarten auftreten, auch die Pflanzenvorkommen von Lindenberg fallen in Lepsius' Silurband hinein. Lepsius hat also, wohl ohne sich dessen bewußt zu sein, seine eigenen Auffassungen bezw. Darstellungen kritisiert und angegriffen!

Berlin, den 10. Dezember 1914.

Über das Tertiär und das Diluvium im Flußgebiete der Lahn[1].

Von Herrn **Johannes Ahlburg** in Berlin.

Hierzu Tafel 10—18 und 8 Figuren im Text.

Einleitung.

Während die Entwicklungsgeschichte des Rheintales schon seit langem Gegenstand zahlreicher Untersuchungen gewesen ist, die bald auf Grund morphologischer Studien, bald mit Hilfe der tertiären und diluvialen Ablagerungen des Rheins, also auf geologischer Grundlage, das Problem zu lösen suchten, ist die Lahn bisher recht stiefmütterlich behandelt worden. Und doch bietet gerade dieser Fluß wie wohl wenig andere der Nebenadern des großen Stromgebietes eine Fülle von Erscheinungen in seiner Entwicklung, die ihn zu einem getreuen Spiegelbild des Hauptstromes im kleinen machen. Schon rein äußerlich betrachtet ist eine solche auffällige Ähnlichkeit in der Dreiteilung des Flußgebietes vorhanden. Die Lahn entspringt an einer der höchsten Erhebungen des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges, im südlichen Rothaargebirge, in 610 m Meereshöhe; sie eilt von der Quelle in ungefähr westöstlich gerichtetem Lauf von rd. 50 km Länge dem Ostrande des Gebirges zu, den sie oberhalb Marburg in etwa 195 m Meereshöhe erreicht; dieser Oberlauf des Flusses wäre etwa dem Oberrhein bis zum Eintritt in den Oberrheintalgraben bei Basel vergleichbar. Am Gebirgsrand wendet sich die Lahn scharf nach Süden und behält diese Richtung, den Rand-

[1] Nach einem Vortrag in der Sitzung der K. Geol. L.-A. vom 19. Februar 1914.

verwerfungen des Rheinischen Gebirges zur hessischen Senke folgend, auf rd. 40 km Länge bis Gießen bei; dieser Abschnitt, den ich als den oberen Mittellauf bezeichnen möchte, bildet geologisch wie auch morphologisch ein auffälliges Analogon zu dem Rheinabschnitt innerhalb des Oberrheintalgrabens[1]); beiden ist ihr Lauf vorgeschrieben durch jugendliche Grabenzonen, in denen die Flüsse seit dem ältesten Diluvium breite Talböden geschaffen haben. Bei Gießen bildet die Lahn abermals ein scharfes Knie und tritt unvermittelt, d. h. ohne ersichtlichen, etwa durch Störungen vorgezeichneten Weg wieder in das Rheinische Gebirge ein; dieser Eintritt bei Gießen entspricht in vieler Hinsicht der Binger Pforte und der folgende Abschnitt des sich im Gebirge ständig verengenden Lahntales dem Engtale des Rheins unterhalb Bingen.

Aber die Analogie geht noch weiter; beide Flüsse durchströmen auf ihrem Laufe durch das Gebirge eine Beckenregion, die Lahn das Limburger Becken, der Rhein das Neuwieder Becken, und in diesen Beckengebieten wiederholen sich dieselben Erscheinungen; das Tertiär, im übrigen Teile des Gebirges hoch über den Diluvialablagerungen beider Flüsse gelegen, sinkt in beiden Beckenregionen z. T. unter das heutige Flußniveau hinab, beide Flüsse haben dort breite Talböden ausgeräumt und ausgedehnte Terrassenflächen als Zeugen dieser quartären Flußtätigkeit zurückgelassen, und in beiden Fällen zeigen die Terrassen, insbesondere die altdiluvialen Terrassen, auffällige Verbiegungen, namentlich beim Austritt aus der Beckenregion, die interessante Rückschlüsse auf die jungen Gebirgsbewegungen an den Beckenrändern zulassen; es entsprechen sich also in ihrer geologischen Bedeutung die Diezer Pforte am Ausgange des Limburger Beckens und die Andernacher Pforte am Ausgange des Neuwieder Beckens.

[1]) Auch der Oberrhein zwischen Basel und Bingen gehört, streng genommen, schon dem Mittellaufe des Stromes an, jedenfalls ist jener Abschnitt zu trennen vom Oberrhein zwischen Quelle und Basel, weshalb Mordziol (Peterm. Mitt. 1911) die Bezeichnung Hochrhein für den letzten Abschnitt vorschlägt, um dem Abschnitt zwischen Basel und Bingen seine herkömmliche Bezeichnung zu lassen.

Nur bezüglich des Unterlaufes fehlt die Analogie zwischen beiden Flußsystemen, weil die Lahn im strengen Sinne keinen Unterlauf besitzt, und die Unterlahn, womit hier der Abschnitt zwischen Diezer Pforte und der Mündung bei Lahnstein bezeichnet werden soll, in ihrer Erosionsbasis nicht vom Meere unmittelbar, sondern von der Erosionsbasis des Haupttales, dem Engtale des Rheins oberhalb Coblenz abhängig ist. Die untere Mittellahn zwischen Gießen und Limburger Becken und die Unterlahn entsprechen also zusammen dem Mittelrhein zwischen Bingen und Bonn, während ein dem Niederrhein vergleichbarer Flußabschnitt der Lahn fehlt.

Ein Blick auf das eigenartig gestaltete Flußnetz der Lahn und die Ausbildung seiner Talböden zeigt, wie wenig ausgeglichen dieses Flußnetz noch heute ist. Betrachtet man beispielsweise die Richtung und Lage der Nebenadern zwischen dem breiten Talboden oberhalb Gießen und dem Engtal unterhalb Weilburg, die nach SO. gerichtete Dill, die nach S. bezw. SO. gerichteten, vom Westerwaldplateau abströmenden Täler, endlich das nahezu nördlich, also der heutigen Flußrichtung entgegengesetzt verlaufende und doch dem Haupttal nahezu parallele Weiltal und Weinbachtal, so drängt sich leicht die Vermutung auf, daß hier in nicht weit zurückliegender Zeit zwei Flußsysteme bestanden haben mögen, eine südlich von Weilburg entspringende und nach Osten abfließende Oberlahn mit der Dill, den Abflüssen des östlichen Westerwaldes, dem Weiltal u. a. als Nebenadern, und eine nach Westen abfließende Unterlahn, die die Zuflüsse des Limburger Beckens in sich vereinigte; auf diese Möglichkeit hat bereits der verstorbene Th. Lorenz in Marburg gelegentlich mündlich hingewiesen.

Eine sichere Grundlage für die Lösung dieser wie so mancher anderen Frage, die das Flußgebiet der Lahn in sich birgt, war jedoch nur von einer eingehenden Untersuchung der tertiären und diluvialen Ablagerungen im Lahngebiete zu erwarten, jener heute noch erhaltenen Zeugen aus der früheren Entwicklungsgeschichte des Flusses. Die Beobachtungen über das Tertiär und

Diluvium des Lahngebietes sollen daher im folgenden unter dem vorgezeichneten Gesichtspunkte zusammenhängend beschrieben werden. Eine solche Zusammenfassung erschien dem Verfasser auch noch aus einem anderen Grunde wünschenswert. Bei Gelegenheit der Spezialaufnahme der Blätter an der Lahn zwischen Gießen und dem Limburger Becken, die gegenwärtig nahezu fertiggestellt ist, ergaben sich große Schwierigkeiten in der Gruppierung der diluvialen Lahnterrassen und in der Parallelisierung mit den Nachbargebieten. War schon ein Zusammenhang der Terrassen im genannten Gebiete mit den gleichen Bildungen zwischen Gießen und Marburg schwer erkennbar, so schien ein solcher völlig zu fehlen mit den Lahnterrassen unterhalb des Limburger Beckens. Erst bei Gelegenheit von Begehungen am Westrande des Limburger Beckens gelang es, die Beziehungen, die zwischen den Terrassen der einzelnen Flußabschnitte bestehen, aufzudecken und damit eine Parallelisierung aller Terrassenbildungen des Flusses durchzuführen. Das Ergebnis dieser Aufnahme ist auf der Karte Taf. 18 zusammengestellt. Es muß jedoch betont werden, daß auf dieser Karte nur das Gebiet zwischen Gießen und Limburg im wesentlichen nach eigenen Spezialaufnahmen bearbeitet werden konnte; für das Limburger Becken und die Unterlahn stand neben den älteren geologischen Spezialkarten nur eine Reihe eigener Begehungen zur Verfügung; hier mag sich das Bild in einigen unwesentlichen Einzelheiten noch etwas anders gestalten. Auch das Tertiär des Limburger Beckens und des Westerwaldes ist in der Hauptsache nach den älteren geologischen Spezialkarten unter Berücksichtigung einiger eigener Begehungen zur Darstellung gelangt. Bezüglich des Gebietes zwischen Gießen und Marburg konnte sich Verfasser auf die erst kürzlich erfolgten Aufnahmen E. Kayser's (Bl. Niederwalgern, 41) und Schottler's (Bl. Gießen und Stauffenberg, 89, 90) stützen; mit letzterem wurden die meisten Terrassen der genannten Blätter gemeinsam begangen, und das Material für die folgende Darstellung ist von ihm freundlichst zur Verfügung gestellt worden.

I. Die vortertiäre Entwicklungsgeschichte des Rheinischen Schiefergebirges.

Noch heute gilt es vielerseits als feststehend, daß der Teil des alten varistischen Faltengebirges, den wir als Rheinisches Schiefergebirge vor uns sehen, bereits während und unmittelbar nach der Hauptfaltung in obercarbonischer Zeit durch Erosion zerstört und durch die ihr folgende Abrasion des Meeres vielleicht schon der Permzeit, sicher aber der Triaszeit, bis auf den heutigen Rumpf abgetragen sei, um dann von mesozoischen Sedimenten, namentlich triassischen und jurassischen Ablagerungen, für lange Zeit überdeckt zu werden. Da wir heute im Innern des Rheinischen Gebirges Spuren der hypothetischen mesozoischen Meeresbedeckung — abgesehen von der Buntsandsteinbrücke zwischen Trierer Bucht und Nordeifel — nicht kennen, so mußte sich diese Vermutung auf allgemeine Gesichtspunkte stützen, beispielsweise auf die Annahme, daß die heutige Rumpfoberfläche des Gebirges als die alte, von ihrer mesozoischen Sedimenthülle wieder befreite Abrasionsfläche des jungpaläozoischen bezw. altmesozoischen Meeres anzusehen sei.

Penck hat — bereits im Jahre 1885 — einen gegenteiligen Standpukt eingenommen und die Ansicht vertreten, daß das Rheinische Schiefergebirge und die Böhmische Masse »als uralte Inseln« durch die Kontinuität der sie begrenzenden randlichen Dislokationen als Festland erhalten und infolgedessen länger und öfter als das übrige Deutschland von Meeresbedeckung frei geblieben seien (72, S. 10). Freilich fehlte für die wichtige Annahme der Kontinuität der Dislokationsvorgänge so lange der Beweis, als die postvaristischen Gebirgsstörungen des Deutschen Mittelgebirges durchweg oder doch überwiegend als jungtertiär galten.

Erst das letzte Jahrzehnt hat uns den Beweis für die tatsächliche Existenz solcher kontinuierlicher oder doch wenigstens periodischer Bewegungen an den randlichen Dislokationen der Rheinischen Gebirgsmasse gebracht. Stille (97, 98) wies die

Bedeutung jungjurassischer Dislokationsvorgänge in der Nordostumrahmung des Rheinischen Gebirges nach, die begleitet gewesen sind von einer beträchtlichen Heraushebung des alten Gebirgskernes und der ihn randlich überlagernden älteren mesozoischen Sedimente, bezw. von Versenkungen des nördlichen und östlichen Vorlandes, über das dann die Transgression der Kreide hinwegschritt.

Zu ganz ähnlichen Ergebnissen kamen Wunstorf und Fliegel (105, S. 168 ff.) für das Niederrheinische Tiefland, ebenso Verf. (2, S. 1213 und 1216) und Bärtling (10, S. 43) für das holländisch-westfälische Grenzgebiet, wo bereits früher G. Müller (69) die Transgression der Unteren Kreide über präcretaceische, gestörte und gefaltete Sedimente (Trias und Lias) nachgewiesen hatte. Am Niederrhein und im holländischen Grenzgebiet zeigte sich, wie aus den erwähnten Arbeiten hervorgeht, daß neben der jungjurassischen Dislokationsperiode eine solche auch bereits vor Ablagerung der Trias stattgefunden haben muß, daß also die postvaristischen Schollenbewegungen durch das ganze Mesozoicum und bis in die Jetztzeit hinein mit Unterbrechungen angehalten haben.

Letzthin hat nun Fliegel auch für den wichtigsten Zeugen der hypothetischen Überlagerung des Gebirges durch das Mesozoicum, den Buntsandsteinzug, der in einzelnen Resten über die ganze Eifel hinweg eine Verbindungsbrücke zwischen der Trierer Bucht und der Nordeifel bildet, den Nachweis zu führen gesucht, daß dieser Triaszug nicht als der erst in posttriassischer Zeit eingebrochene Rest einer ursprünglich weit über das ganze Gebirge verbreiteten mesozoischen Sedimentdecke anzusehen sei, sondern als ein schmaler Verbindungsarm zwischen dem Triasmeere der Nordeifel und dem der Trierer Bucht entlang einer schon präexistierenden Senke zu gelten habe, da diese Senke in auffälliger Parallele mit dem für die Verbreitung des Buntsandsteins am Niederrhein ähnlich bedeutungsvollen Rurtalgraben steht (28).

In den genannten Fällen sind in der Regel jüngere Bewegungen (jungcretaceische, alt- und jungtertiäre Störungen) den älteren Störungslinien wieder gefolgt und verschleiern daher oft

das wahre Alter der Dislokationen (vergl. STILLE, 97, S. 272, 274, 279), obwohl sie meist nur die unbedeutenden Nachklänge der älteren, jurassischen bezw. prämesozoischen Dislokationsvorgänge darstellen. In vielen Fällen, so namentlich am Ostrande des Gebirges, wo jüngere mesozoische Schichten fehlen, läßt sich das hohe Alter der Störungen zwar nicht direkt feststellen, aber auch hier bilden jedenfalls die jungtertiären Störungen, wie GRUPE in zahlreichen Fällen hat nachweisen können (31, S. 636; 32, S. 271 ff.), nur die unbedeutenden Nachklänge präoligocäner, vermutlich auch mesozoischer Störungen. Es hat also nach allem, was in neuerer Zeit über die tektonische Umrahmung des Rheinischen Gebirges bekannt geworden ist, den Anschein, als ob jene Umrahmung im wesentlichen schon in vormesozoischer Zeit angelegt worden ist.

Die in den aufgeführten neueren Arbeiten z. T. schon ausgesprochene Vermutung, daß die mesozoischen Meerestransgressionen nicht wesentlich über die randlichen Dislokationszonen des Gebirges hinübergegriffen haben, erfährt eine sehr wesentliche Stütze durch die neueren stratigraphischen Arbeiten, die das Perm und das Mesozoicum in den Randgebieten des Rheinischen Gebirges behandeln. So besitzen die verschiedenen Stufen der Kreide am ganzen nördlichen Gebirgsrande von der äußersten Ostecke des Beckens von Münster bis über Aachen hinaus eine ausgesprochene Küstenfacies (105, S. 60 ff.; 49, S. 242, 251); das gleiche Verhalten zeigt der Zechstein und Buntsandstein am Nordrande des Gebirges in Westfalen und im Niederrheinischen Tieflande (105, S. 51; 28, S. 500); ganz besonders tritt der Charakter der Küstenbildung im Buntsandstein und im Jura am Südrande der Eifel und in der Trierer Bucht nach den neueren Untersuchungen VAN WERWECKE's (103) hervor. Die facielle Ausbildung des Buntsandsteins in der Eifel hatte schon früher BLANCKENHORN (13, S. 118 ff.) zu der Annahme geführt, daß das nördliche und südliche Triasmeer nur durch einen schmalen, die Eifel überquerenden Meeresarm mit einander in Verbindung gestanden haben.

Für den Ostrand des Gebirges waren vor allem die Untersuchungen A. Denckmann's (19) über den Franckenberger Zechstein und neuerdings die Arbeiten H. L. F. Meyer's über Perm und Unteren Buntsandstein am Ostrande des Gebirges von Bedeutung. Meyer kommt auf Grund von vergleichenden Studien nicht nur bezüglich des Zechsteins, sondern auch bezüglich des Unteren Buntsandsteins zu dem Ergebnis, daß der alte permische und triassische Küstenrand nicht wesentlich von der heutigen Lage des Gebirgsrandes abgewichen sein kann (54, S. 444 ff.), da beide Stufen eine Küstenfacies erkennen lassen[1]).

Es mehren sich also mit der fortschreitenden Erkenntnis der Stratigraphie des Perms und des Mesozoicums in den Randgebieten des Gebirges die Erscheinungen, die darauf deuten, daß das Gebirge bereits seit Beginn des Mesozoicums Festland gewesen ist und als solches infolge der Kontinuität der Dislokationsvorgänge an seinen Rändern, wie dies bereits Penck weit vorausschauend ausgesprochen hat, vor dauernden und allgemeinen mesozoischen Transgressionen bewahrt geblieben ist.

E. Kaiser ist freilich noch neuerdings bei seiner Schilderung der Entwicklungsgeschichte des Rheintales (35, S. 209; 37, S. 5) von der Vorstellung ausgegangen, daß das Rheinische Gebirge am Schluß des Mesozoicums »unter einer mächtigen, wenn auch nicht gleichmäßigen Decke von Sedimentgesteinen begraben war«, weiterhin, »daß zum Schluß des Mesozoicums noch ein großer Teil des Rheinischen Schiefergebirges von jurassischen Ablagerungen überdeckt gewesen ist und erst später davon entblößt wurde«. Diese letztere Schlußfolgerung stützt sich offenbar auf das massenhafte Vorkommen jurassischer Versteinerungen in den pliocänen sogenannten Kieseloolithschottern des Rhein- und Moselgebietes. Indessen hat die Verfolgung dieser Kieseloolithschotter rhein- und moselaufwärts gezeigt, daß die Schotter das nämliche jurassische

[1]) Auch Grupe kommt bezüglich des Unteren Buntsandsteins am Ostrande des Gebirges zu dieser Deutung (33, S. 33). Schottler (90, S. 12) stimmt dem freilich bezüglich des Buntsandsteins nicht ganz bei.

Fossilmaterial bereits in reichlichem Maße führen, bevor sie — aus dem westlichen Mainzer Becken bezw. der Trierer Bucht — in das Rheinische Gebirge eintreten; die Herkunft des Juramaterials der Pliocänschotter wird also außerhalb des Gebirges zu suchen sein, zumal ja der älteren und im Gebirge viel mehr verbreiteten Fluviatilperiode, den mitteltertiären Vallendarer Schottern, das nämliche Juramaterial ganz fehlt. Damit wird aber auch der Beweis für eine ehemalige weitere Verbreitung des Jura innerhalb des Gebirges hinfällig.

Es bleibt somit auf Grund der aufgeführten Tatsachen vorläufig als das Wahrscheinlichste die Vorstellung, daß das Rheinische Gebirge in seiner Hauptmasse — abgesehen von lokalen Transgressionen über seine Randgebiete — seit Beginn des Mesozoicums Festland geblieben ist. Welche Entwicklung der varistische Kern dieser Festlandsmasse während des Mesozoicums durchgemacht hat, darüber fehlen uns freilich heute noch so gut wie alle Anhaltspunkte. Eine gewisse Klärung dieser Frage wird erst durch das genaue Detailstudium eben jener mesozoischen Küstenbildungen geliefert werden können, die das Gebirge umrahmen und in dem ihnen vom Festlande zugeführten Materiale gewisse Fingerzeige bieten für die Vorgänge der Verwitterung und Abtragung, die sich während dieser langen Zeit innerhalb des Gebirges abspielten (vergl. auch H. Meyer, a. a. O., S. 444).

Man ist zunächst vielleicht — im Hinblick auf das hohe Alter der Festlandsmasse — geneigt anzunehmen, daß das Gebirge während des Perms und Mesozoicums mehrere Hebungsphasen und darauf folgende Zyklen subaërischer Abtragung durchlaufen hat, und die Tatsache, daß in den Randgebieten solche großen tektonischen Phasen — in denen jedesmal das Festland gegenüber seinem Vorlande relativ gehoben wurde — während des Mesozoicums festgestellt sind, scheint diese Annahme zu bekräftigen. Wir hätten uns also vorzustellen, daß die Rheinische Masse zu verschiedenen Malen, zum mindesten in vortriassischer, spätjurassischer und jungcretaceischer Zeit, um einen gewissen Betrag gehoben und in der folgenden tektonischen Ruhepause

durch die mit der Hebung neu belebte Kraft der Erosion bis auf einen flachen Rumpf wieder abgetragen sei. Welche Höhe die Summe dieser Abtragungsvorgänge erreicht haben mag, darüber fehlen uns naturgemäß Anhaltspunkte; indessen darf man sich den Gesamtbetrag der Abtragungen in der mesozoischen Zeit wohl nicht als sehr beträchtlich vorstellen; denn Reste älterer Abtragungsflächen sind in einzelnen Teilen des Gebirges heute noch erhalten. Lagert der Buntsandstein in der Eifel in einer präexistierenden Senke, nicht in einem erst später gebildeten Graben, so kann in jenem Gebiete des Gebirges seit der Trias die Abtragung nicht höher als einige hundert Meter gewirkt haben, da ja die alte triassische Abtragungsfläche heute noch in Resten erhalten geblieben ist. Eine noch erheblich ältere Abtragungsfläche ist uns am Ostrande des Gebirges zwischen Marburg und Friedberg, fast 30 km in das Gebirge hineinreichend, erhalten geblieben, die Transgressionsfläche der obercarbonischen Grauwacke. Ich hatte kürzlich an anderer Stelle (3) Gelegenheit, darauf hinzuweisen, daß die jungpaläozoische Geschichte des Rheinischen Schiefergebirges, insonderheit des östlichen Lahngebietes, sich nicht in einer einheitlichen Sedimentation des Devons und Culms und nachfolgender einheitlicher Faltung während des Obercarbons abgespielt hat, daß vielmehr mehrere Phasen von tektonischen Störungen (Faltungen) und nachfolgende Transgressionen der jüngeren Sedimente über die älteren während des Devons und Carbons stattgefunden haben. Die varistische Faltung, die im Süden, im Saarrevier, als wahrscheinlich untercarbonisch, im Norden, im westfälischen Becken, als spät- bezw. postcarbonisch festgestellt ist, ist nicht einheitlich verlaufen, sondern in verschiedenen Phasen, von denen neben der postculmischen innerhalb des Lahngebietes besonders die Faltung zwischen dem Unteren und Oberen Mitteldevon große Bedeutung besitzt. Der postculmischen Faltungsphase folgte im Lahngebiete die Transgression der obercarbonischen sogen. Gießener Grauwacke. Diese große Grauwackentafel, die zwar von posthumen (spät- oder postcarbonischen) Faltungsvorgängen noch mit betroffen ist, ja örtlich sogar über die

bereits vorher gefalteten älteren Sedimente überschoben wurde, lagert in der Hauptsache noch heute in flächenhafter Verbreitung auf dem älteren varistischen Untergrunde. Die alte postculmische Abrasionsfläche ist in diesem Gebiete also nahezu in ihrer ursprünglichen Form erhalten geblieben, und daher kann hier der Gesamtbetrag der Abtragung sogar seit der Carbonzeit nicht erheblich gewesen sein. Zu dem gleichen Schlusse kommt auch H. Meyer (54, S. 444) auf Grund der Tatsache, daß die leicht zerstörbaren Sedimente der ehemaligen Zechsteinküste am heutigen Gebirgsrande noch erhalten geblieben sind.

II. Das Tertiär.

a) Die alttertiäre (?) Verwitterungsrinde.

Erst mit der Tertiärzeit beginnt die Geschichte des Rheinischen Gebirges, insonderheit des Lahngebietes, auf etwas sicherem Boden zu stehen. Tertiäre Sand- und Schotterablagerungen bedecken weithin die alten Hochflächen des Gebirges; in räumlich noch viel größerer Ausdehnung begegnet man ferner im Gebirge einer sehr auffälligen und tiefgründigen Verwitterung und Zersetzung des paläozoischen Untergrundes. Diese Verwitterungskruste findet sich insbesondere überall dort erhalten, wo tertiäre Süßwasserbildungen oder basaltische Gesteine den Untergrund vor der Zerstörung bewahrt haben; sie ist aber an vielen Stellen auch über den Rahmen jener noch vorhandenen Zeugen des Tertiärs hinaus in flächenhafter Verbreitung erhalten geblieben und bietet an solchen Stellen dann den einzigen Fingerzeig für die Rekonstruktion der tertiären Landoberfläche. Die Zersetzungserscheinungen sind bei den verschiedenen Gesteinen des Untergrundes verschieden, der chemische Vorgang bleibt indessen überall derselbe; er besteht in einer mehr oder weniger vollständigen Kaolinisierung der Aluminiumsilikate, in der Lösung und Fortführung der Alkalien, des Kalkes und teilweise auch des Eisens. Die Entziehung des Eisens und sonstiger färbender Bestandteile hat eine völlige Bleichung der zersetzten Gesteine an

der Oberfläche zur Folge. Unversehrt bleibt bei dieser Zersetzung nur die ursprünglich vorhandene freie Kieselsäure, einerlei in welcher Form sie in den Gesteinen auftritt, insbesondere also der Quarz. Von der Fülle der durch diese Zersetzung hervorgerufenen Erscheinungen will ich hier nur einige Beispiele anführen; so sind die Quarzite des Unterdevons in der Regel zu schneeweißen Sanden, bei vorhandenem Tongehalt zu tonigen Sanden (Klebsanden) umgewandelt; besonders schöne Aufschlüsse in der Verwitterungsrinde des Coblenzquarzites sind vor kurzem durch die Einschnitte der Bahn Höhr—Hillscheid am Westabhange der Montabaurer Höhe geschaffen worden; die in den tieferen Einschnitten noch ziemlich frischen Quarzitbänke werden nach oben mürbe und gehen schließlich in lockere, tonige, an ihrer Unterfläche meist intensiv rot geflammte, oben dagegen entfärbte tonige Sande über. Die Gießener Grauwacke zeigt in der Umgebung von Langgöns, dort, wo sie an den Randstaffeln des Gebirges abgesunken ist, und ihre alte Verwitterungskruste unter der Tertiärdecke erhalten blieb, eine ganz ähnliche, tiefgründige Zersetzung, nur daß hier, bei einem ursprünglich tonerdereichen Gesteine, ein sehr kaolinreicher Sand entstanden ist; daß es sich um in situ zersetzte Grauwacke handelt — dem Zersetzungsprodukt ist der ursprüngliche Gesteinscharakter oft nicht mehr anzusehen —, beweisen die zahlreichen feinen, die Zersetzungsmasse noch in ursprünglicher Lagerung durchziehenden und völlig intakt gebliebenen Äderchen von Gangquarz, wie sie für die frische Grauwacke charakteristisch sind (vergl. auch Schottler, 89, S. 37).

Dort, wo reine Tonschiefer der Zersetzung anheimgefallen sind, wie z. B. nördlich von Montabaur, erreichen die aus ihnen hervorgegangenen Tone ihre höchste Reinheit; die Tatsache, daß man in den Tongruben dieses Gebietes, zwischen Montabaur und Siershahn, nicht selten deutlich gefaltete Schichtenbänder von Sanden und tonigen Sanden mit den völlig sandfreien Tonen wechsellagern sieht, deutet darauf, daß ein Teil der berühmten Westerwälder Tertiärtone nicht etwa umgelagerte Tonsedimente, sondern in situ gebildete Zersetzungsprodukte des devonischen

Untergrundes sind; ähnliche Erscheinungen sind bereits aus verschiedenen Teilen des Rheinischen Gebirges beschrieben worden (vergl. Schneider-Höhn, 84, S. 251; Laspeyres 50, S. 136 und Fliegel, 30, S. 388). Es wird also in Zukunft nötig sein, solche noch in situ ruhenden Zersetzungsprodukte von den umgelagerten Tonen, die meist durch sandige Einschwemmungen stärker verunreinigt und auch durch die häufige Beimengung von Bitumen und Pflanzenresten als Wasserabsätze gekennzeichnet sind, nach Möglichkeit zu trennen. Denn, wenn auch die sedimentierten Tone ausschließlich aus der geschilderten Verwitterungsrinde durch Umlagerung hervorgegangen sind, so ist doch streng genommen nur das Umlagerungsprodukt als Tertiär zu bezeichnen, die Verwitterungsrinde dagegen als zersetztes Devon; andererseits setzt auch das Eindringen in die Wege, auf denen sich während der Tertiärzeit die fluviatile bezw. limnische Umlagerung vollzog, eine Scheidung beider Bildungen voraus.

Besonders weit verbreitet sind die geschilderten Zersetzungserscheinungen in der Umgebung des Limburger Beckens; ich habe sie hier in den letzten Jahren bei Gelegenheit der Spezialaufnahme des Bl. Weilburg am Ostrande des Beckens eingehender studieren können; da aber bei den früheren Aufnahmen in der Umgebung des Limburger Beckens auf diese Erscheinungen keine Rücksicht genommen ist, so war es mir nur in beschränktem Maße möglich, die Verwitterungsrinde auf der Übersichtskarte (Taf. 18) zur Darstellung zu bringen. Die breite Schieferhochfläche, die sich vom Lahnknie bei Aumenau nach Süden über Langhecke hinaus, nach Osten und Nordosten bis an das Weiltal ausdehnt, ebenso auch große Teile der Hochfläche westlich der Lahn bis an den Südostrand des Westerwaldes, zeigen meist bis zu erheblicher Tiefe, gelegentlich sogar noch bis unter die heutigen Talsohlen, die geschilderte Zersetzung. Die östlich der Lahn weit verbreiteten reinen Tonschiefer (Langhecker Dachschiefer) sind dabei völlig vertont und bis zu großer Tiefe gebleicht, also ihres ursprünglich reichlich vorhandenen Eisengehaltes beraubt. Die bergbaulichen Aufschlüsse in diesem Gebiete gestatten, wie wohl

selten, einen Einblick in das Verhalten der Zersetzungserscheinungen nach der Tiefe; es zeigt sich, daß mit zunehmender Tiefe auf Klüften und Haarspalten des noch völlig gebleichten Schiefers die Ausscheidung von Brauneisen beginnt, dann folgt ein meist schroffer Wechsel zwischen den entfärbten und den noch dunklen, allerdings auch noch stark zersetzten Schiefern längs einer meist sehr unregelmäßig zerzackten Grenzfläche. Mit dem Übergang aus den gebleichten in die ihres Eisen- und Bitumengehaltes noch nicht beraubten Schiefer geht das Brauneisen gewöhnlich in einen dichten, graugrünen, muschelig brechenden und meist stark verunreinigten Siderit über, der ebenso wie die Brauneisenschalen auf Klüften und Spalten ausgeschieden ist. Dort, wo Kalke dem Schiefer eingelagert sind, ist der oben gelöste und nach der Tiefe transportierte Eisengehalt unter gleichzeitiger metasomatischer Verdrängung des Kalkes wieder ausgeschieden worden, und zwar dann in reinerer Form, so daß das gebildete Eisenerz gelegentlich sogar bergmännisch gewinnbar ist; liegt diese Ausscheidung des Eisens an Stelle des Kalkes über der oben erwähnten Entfärbungsgrenze, so zeigt das Erz sich durchweg als krustiges bezw. mulmiges Brauneisen, liegt sie unterhalb jener Grenze, so findet sich das Erz heute noch gelegentlich als Siderit in größeren Nestern erhalten. Doch reicht diese Zone nicht tief, da im unzersetzten Gebirge naturgemäß auch der Kalk unverletzt geblieben und nicht von Eisenlösungen verdrängt ist.

Danach haben wir uns offenbar vorzustellen, daß der bei der Oberflächenverwitterung in Lösung gegangene Eisengehalt der ursprünglichen Tonschiefer als Eisencarbonat in der Tiefe ausgeschieden und erst nachträglich (durch spätere Oxydationsvorgänge) oberhalb der Entfärbungsgrenze in Brauneisen umgewandelt worden ist. Die ursprüngliche Zersetzung muß also von sauerstoffarmen, aber kohlensäurereichen Sickerwässern ausgegangen sein. Solche Ausscheidungen von dichtem, grünlichgrauem Siderit bilden übrigens auch sonst im Lahngebiete auf jungen Klüften und innerhalb der tertiären Zersetzungszone eine weitverbreitete, bisher allerdings wenig beachtete Erscheinung; doch handelt es sich

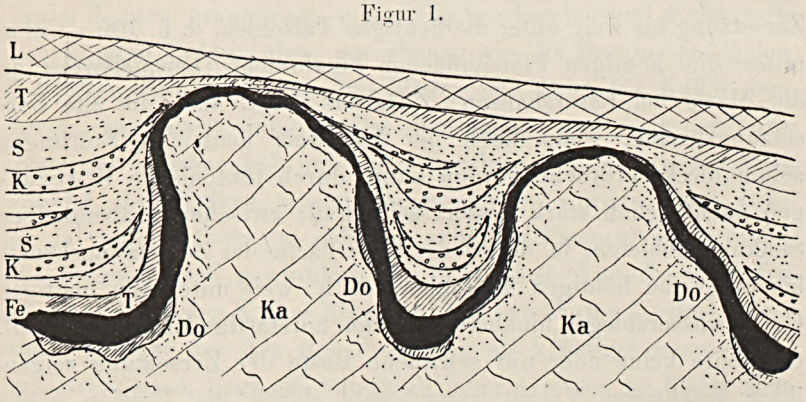
dann stets um ganz beschränkte, nicht bauwürdige Vorkommen. Gleichwohl verdienen sie großes geologisches Interesse, da sie zweifellos ein Analogon zu den Sideritausscheidungen der echten Kaolinlagerstätten darstellen (STREMME 100, S. 123, 125).

Die heutige Verbreitung der tiefgründigen Verwitterung auf dem Plateau zwischen Weiltal und Lahntal ist nun keineswegs einheitlich; es wechseln vielmehr ganz unvermittelt Zonen, an denen die Bleichung und Enteisenung selbst an der Oberfläche nicht mehr wahrnehmbar ist, mit solchen, wo die tiefgründige Zersetzung bis weit unter die heutigen Talsohlen, d. h. 100—150 m unter die heutigen Plateauflächen hinabreicht (beispielsweise an der Mark bei Essershausen). Daraus folgt, daß die alte Zersetzungskruste, wenn auch der Nachweis heute an Störungen selten direkt erbracht werden kann, durch tektonische Bewegungen nachträglich stark gestört sein muß; zwischen grabenartigen Senkungsgebieten, in denen die Unterfläche der Zersetzungskruste bis unter die heutigen Talsohlen, d. h. weit unter den heutigen Grundwasserspiegel hinabsetzt, treten horstartige Erhebungen auf, die heute keine oder nur schwache Reste der Zersetzung zeigen, ihrer mächtigen Verwitterungskruste durch die Erosion schon völlig beraubt sind. Ein weiteres Beispiel für nachträgliche Störung der alten Zersetzungskruste bildet das oben schon erwähnte Vorkommen in der Gießener Grauwacke südlich von Gießen; hier fehlt der Grauwacke bis hart an die Randverwerfungen des Gebirges die tiefgründige Zersetzung, während sie unmittelbar daneben in den an den Randverwerfungen abgesunkenen Schollen bis zu unbekannter Tiefe noch erhalten geblieben ist.

In anderer Weise als auf die tonigen und sandigen Gesteine wirkte die Zersetzung auf die breiten, das östliche Lahngebiet durchziehenden Züge des mitteldevonischen Massenkalkes; da der Massenkalk in seiner ursprünglichen Zusammensetzung aus nahezu reinem kohlensauren Kalk besteht (96—99 % bei den technisch ausgebeuteten Vorkommen), so schuf die Kalk auflösende Verwitterung hier entlang präexistierenden Klüften und Spalten riesige Auswaschungstrichter und Schlotten, durch die die Kalk-

oberfläche karstähnlich zerschlitzt wurde. Ob indessen die karstähnliche Zerschlitzung des Massenkalkes ausschließlich das Werk der bisher beschriebenen Verwitterungsperiode ist, wie dies Fliegel bei den von ihm beschriebenen Kalkschluchten von Bergisch-Gladbach (30, S. 390) aus der ungestörten Lagerung des marinen Oberoligocäns in den Kalkschluchten schließt oder nicht vielmehr — wenigstens im Lahngebiete — überwiegend einer späteren, jungtertiären Verwitterungsperiode angehört, auf die ich unten

Figur 1.



Schnitt durch ein Mangan-Brauneisenerzlager auf dem Massenkalk (Oberes Mitteldevon) im Lahntale.

Ka Mitteldev. Massenkalk; Do randlich dolomitisierte Zone desselben
Fe Mangan-Brauneisenerzmulen
T Tertiärton (z. T. Rückstandston)
S Sand } der Vallendarer Stufe (Oberoligocän)
K Kies }
L Diluvialer Löß und Decklehm

noch zu sprechen komme, bleibt zum mindesten noch zweifelhaft. Betrachtet man das Profil einer der zahlreichen, die Oberfläche des Massenkalkes im Lahngebiete begleitenden Eisenerznester (vergl. Taf. 10, Fig. 1 und 2; Textfig. 1), so zeigt sich, daß sowohl die mulmigen Manganeisenerze wie auch die überlagernden fluviatilen Vallendarer Schotter und Sande, beides Bildungen, die erst nach der hier in Rede stehenden Verwitterungsperiode zur Ablagerung kamen, nach und nach in die sich vertiefenden Kalk-

schluchten eingesackt sind; hierauf deuten die stets wiederkehrenden glatten Harnische an der Kalk-Erzgrenze und im Erze selbst (Taf. 10, Fig. 1), ferner die randliche Schweifung der auflagernden Sand- und Kiesschichten, endlich die Tatsache, daß das Erz nicht nur in den Schluchten, sondern auch auf den Kalkrücken und an ihren oft überhängenden Seitenwänden gleichmäßig abgelagert ist, also in Fällen, wie dem in Textfig. 1 abgebildeten, nicht in offenen Schluchten sich abgesetzt haben kann. Ihre heutige Form können demnach die Kalkschluchten erst in der jüngeren Tertiärzeit erhalten haben.

Die verschiedenen bisher beschriebenen Zersetzungserscheinungen, die nach ihrer Lagerung durchweg älter als die ersten Tertiärablagerungen innerhalb des Gebirges sind, können nach unseren Erfahrungen über ähnliche Erscheinungen nur durch ein reichlich mit Kohlensäure beladenes, sauerstoffarmes Oberflächenwasser hervorgerufen sein, und zwar in einem Klima, das wesentlich wärmer als das heutige war; die Ursache für die tiefgründige Zersetzung wird also in einem tropischen bezw. subtropischen, humiden Klima zu suchen sein, dessen üppige Vegetationsdecke beim Absterben die für die Zersetzung erforderliche reichliche Kohlensäure an die in die Tiefe sickernden Humusgewässer abgab. Der geschilderte Verwitterungsprozeß stellt danach chemisch wie genetisch eine der reinen Kaolinbildung völlig gleiche Erscheinung dar; auch die Kaolinbildung ist nach Stremme (100) überall dort, wo sie regionale Verbreitung besitzt, auf die Einwirkung kohlensäure- und humussäurereicher Moorwässer zurückzuführen (vergl. auch Rauff, 79, S. 267). Kohlensäure aus intratellurischen Quellen kann eine Zersetzung von so regionaler Verbreitung, wie die hier geschilderte, nicht erzeugt haben, abgesehen davon, daß die juvenile Kohlensäure, als eine Begleiterscheinung des mitteltertiären Vulkanismus, viel jünger als die beschriebenen Zersetzungserscheinungen ist. Die durch juvenile Kohlensäuerlinge erzeugte Zersetzung hat erst später, und auch dann nur örtlich begrenzt, eine Rolle gespielt.

Über das Alter der Zersetzungsrinde sind sichere Angaben

kaum zu machen. Nur die obere Altersgrenze ist einigermaßen sichergestellt, denn die untermiocänen Braunkohlenbildungen und die basaltischen Gesteine des Westerwaldes sind von ihr nicht mehr betroffen worden. Demnach muß die Verwitterung ungefähr mit den fluviatilen Bildungen ihr Ende erreicht haben, die sich zwischen die Verwitterungsrinde und das überlagernde Braunkohlentertiär des Westerwaldes einschalten. Fliegel hat kürzlich gelegentlich der Beschreibung ganz analoger Zersetzungserscheinungen am Rande der Niederrheinischen Bucht den Versuch gemacht, auch zu einer unteren Altersgrenze zu gelangen. Aus dem Umstande, daß in den Kalkschluchten von Bergisch-Gladbach, deren Bildung als eine Parallelerscheinung angesehen wird (vergl. oben), das marine Oberoligocän ungestört lagert, in den damit wechsellagernden Sanden und Kiesen aber Feuersteingerölle auftreten, die nur aus einer in der Nachbarschaft ursprünglich vorhanden gewesenen Senonbedeckung stammen können, schließt er, daß die Zersetzung sich zwischen dem Senon und Oberoligocän abgespielt haben muß, also im wesentlichen das Alttertiär umfaßt. Zu dem gleichen Schlusse führt ihn eine andere Erscheinung (30, S. 401), nämlich die namentlich durch die eingehenden Untersuchungen Bornhardt's (15) bekannt gewordenen Oxydationserscheinungen an den Rheinischen Erzlagerstätten, die Fliegel mit der Oberflächenverwitterung als gleichalterig zusammenstellt. Da diese Oxydationszonen sich nach Bornhardt nur über dem Grundwasserspiegel gebildet haben können, und zwar wegen der großen Mächtigkeit in einzelnen Fällen (vergl. Bornhardt a. a. O. S. 428 ff.) nur in einem reich zertalten Gebirgslande — also einem stark gehobenen Festlande — ihre heutige Lage, die örtlich weit unter den Grundwasserspiegel reicht, andererseits eine nachträgliche Senkung voraussetzt, Senkungsvorgänge solchen Ausmaßes seit dem Miocän im Rheinischen Gebirge aber nicht mehr stattgefunden haben, so hält Fliegel es für möglich, daß die angenommenen Senkungen innerhalb des Gebirges mit der Transgression des Mittel- und Oberoligocäns in der Niederrheinischen Bucht und im Südosten (zwischen Casseler Bucht und

dem Mainzer Becken) zusammenfielen, die vorangegangene Gebirgsbildung (starke Heraushebung des Festlandes), in der die tiefgründige Zersetzung stattgefunden haben muß, im Paleocän und Eocän vor sich ging, jenen Tertiärstufen, die zwischen der Transgression der Oberen Kreide und des Mitteloligocäns Zeiten eines beträchtlichen Meeresrückzuges bedeuten.

So sehr ich selbst überzeugt bin, daß die Zersetzung im wesentlichen während des Alttertiärs stattgefunden hat, glaube ich doch andererseits nicht, daß während der älteren Tertiärzeit — wenigstens nicht im Süden des Gebirges — Verhältnisse geherrscht haben können, wie sie hier, nach der Lage der Oxydationszone auf den Rheinischen Gängen, von FLIEGEL vorausgesetzt werden. Wir können uns meines Erachtens das Rheinische Gebirge zur Zeit der Bildung der Oberflächenzersetzung nicht als ein reich zertaltes Gebirgsland — mit vielen hundert Metern Höhenunterschied zwischen Berg und Tal — vorstellen, denn dann wäre von der Zersetzungsrinde selbst keine Spur erhalten geblieben; tatsächlich besitzt sie aber noch heute, auch außerhalb der sogen. Beckenregionen, in denen sie nachträglich versenkt ist, große flächenhafte Verbreitung. Auch will es mir vorläufig noch zweifelhaft erscheinen, ob wir ohne weiteres berechtigt sind, die von BORNHARDT im einzelnen genau studierten Oxydationsvorgänge an rheinischen Erzgängen mit der alttertiären Oberflächenzersetzung in Verbindung zu bringen, wie FLIEGEL es zu tun geneigt ist. Denn wenn man auch annimmt, daß oxydierend wirkende Tagewässer auf den kluftreichen Zonen der Gänge erheblich tiefer eindringen können, als in den benachbarten Gesteinen, so ergeben sich doch in einzelnen Fällen so große Differenzen zwischen der Unterkante der Tertiärverwitterungsrinde und der Unterkante der Oxydationszone auf den Gängen, daß mir eine Trennung beider Erscheinungen vorläufig noch geboten erscheint. Ich will nur ein Beispiel nennen; die Unterkante der Tertiärverwitterungsrinde auf dem Plateau unterhalb Ems liegt mindestens 200 m über der Lahn (rd. 270 m über NN.), der Friedrichssegener Gang daselbst führt aber noch in einer Tiefe

von 265 m unter der Lahn in voller Gangmächtigkeit und auf große streichende Erstreckung Brauneisen in stalaktitischer Form, das sich nach Bornhardt nur über dem Grundwasserspiegel gebildet haben kann; daraus ergibt sich eine Differenz zwischen beiden Erscheinungen von über 460 m. Da außerdem die alte Tertiäroberfläche in der Umgebung von Ems keinerlei wesentliche tektonische Störungen aufweist, so kann also auch die Versenkung der Oxydationszone des Friedrichssegener Ganges weit unter den heutigen Grundwasserspiegel nicht mehr während der Tertiärzeit erfolgt sein, die Bildung der Oxydationszone und ihre Versenkung müßte also, falls die Voraussetzungen ihrer Bildung richtig sind, hier bereits in vortertiärer Zeit erfolgt sein[1]).

Ich komme danach zu dem Ergebnis, daß sich auf der alten Landoberfläche des Rheinischen Gebirges wahrscheinlich während der älteren Tertiärzeit eine tiefgründige Verwitterungsrinde gebildet hat, die sich in der Kaolinisierung der Tonerdesilikate, in der Lösung von Kalk, Alkalien und Eisen äußerte, also in einer tiefgründigen Zersetzung und Bleichung aller von ihr betroffenen Gesteine, während die Kieselsäure völlig unverändert erhalten blieb. Über ihren Beginn fehlen uns sichere Anhaltspunkte, ihr Ende muß sie vor dem Untermiocän, vermutlich also im Oberoligocän, erreicht haben. Aus der Art ihrer flächenhaften Verbreitung läßt sich folgern, daß das Rheinische Gebirge, wenigstens in seinem mittleren Teile, während des Alttertiärs eine wenig über das Meeresniveau emporragende Rumpffläche gebildet haben muß, sich also im Endstadium eines vielleicht noch dem jüngeren Mesozoicum angehörigen Erosionszyklus befand.

---

[1]) Auch hierfür fehlt aber, wie mir Herr Dr. Fuchs auf Grund genauer Studien in jenem Gebiete mitteilte, jeder Anhaltspunkt, da das gefaltete Unterdevon daselbst keinerlei Störungen solchen Ausmaßes aufweist.

b) Die fluviatilen Bildungen der Vallendarer Stufe.

Unter dem Begriff der Vallendarer Stufe werden von Mordziol (58, S. 363) die durch ihre leuchtend weiße Farbe auffallenden Quarzschotter, Sande, und tonigen Sande zusammengefaßt, die als eine zweifellos in der Hauptsache fluviatile Bildung der soeben geschilderten alttertiären Verwitterungsrinde des Gebirges auflagern und ihr Material ausschließlich der Zersetzungsrinde verdanken. Berücksichtigt man die Natur der alttertiären Verwitterungsrinde, so kann es nicht wundernehmen, daß die Quarzschotter und Sande ebenso wie die durch Umlagerung gebildeten Tone primär völlig eisenfrei sind und daß die Schotter und Sande dort, wo Tonbeimengungen fehlen, zu fast 100 % aus reinem Quarz bestehen. Unter den Schottern überwiegt wieder, wenigstens dort, wo nicht etwa an alten Uferrändern viel Lokalgeröll eingeschwemmt ist, der aus der alttertiären Verwitterungsrinde des Devons ausgespülte und mehr oder weniger abgerollte Gangquarz, nur zum kleinsten Teile bestehen die normalen Quarzschotter aus anderen Kieselgesteinen, Kieselschiefer, Eisenkieseln, verkieselten Quarzitgeröllen usw.; auch diese sind dann stets deutlich entfärbt und zeigen eine mehr oder wenige rauhe (ausgelaugte) Oberfläche.

Die Quarzschotter treten häufig mit feineren Kiesen und Sanden in Wechsellagerung und lassen dann stets an dem raschen Wechsel zwischen grobem und feinem Material, der Kreuzschichtung und der Lagerung in Erosionsrinnen ihre fluviatile Entstehung erkennen (vergl. Taf. 11, Fig. 1). Selten treten die echten Vallendarer Schotter in Wechsellagerung mit reinen Tonen. Dort, wo die fluviatilen Sande und Schotter reine Tone überlagern, handelt es sich meist um nicht umgelagerte, das heißt also noch in situ befindliche Zersetzungstone, während die zweifellos sedimentär gebildeten Tonlager, die häufig mit kohliger Substanz durchsetzt sind und in einzelnen Lagen auch reichlich Feinsand

enthalten, dort, wo sie mit den fluviatilen Schottern und Sanden in Berührung treten, dieselben überlagern.

Die Vallendarer Fluviatilbildungen bestehen in ihrer normalen Ausbildung zu mindestens 95 % aus reinem Gangquarzmaterial, örtlich stellen sich etwas abweichende Schotterbildungen ein; die aus der Nähe eingeschwemmtes, weniger abgerolltes und auch in der Regel weniger zersetztes Gesteinsmaterial neben dem reinen Gangquarz führen; letzterer zeigt in solchen Fällen nur geringe Spuren von Abrollung. Mordziol hat solche Lokalentwicklungen bereits aus dem Neuwieder Becken beschrieben (58, S. 362) und als »Arenberger Schichten« bezeichnet. Eine ähnliche »Lokalfacies« zeigen die Vallendarer Schichten an dem ganzen Westabhange der Montabaurer Höhe, wo in den fluviatilen Schottern massenhaft zwar deutlich abgerollter, aber doch sehr grober Schotter von Koblenzquarzit eingeschwemmt ist, der bei der weitgehenden Zersetzung des Gesteins keinen weiteren Transport erlitten haben kann (Taf. 11, Fig. 1); diese Einschwemmungen können nur von den die Uferränder der Vallendarer Stromtäler überragenden Höhen in die Vallendarer Schichten eingeschwemmt sein, wie dies auch Mordziol bezüglich der Einschwemmung von Koblenzquarzit am Westabhange der Montabaurer Höhe annimmt (68, S. 66). Für die Rekonstruktion der Uferränder der Vallendarer Stromsysteme verdient daher diese Lokalfacies besondere Beachtung. Ich selbst habe sie bisher im östlichen Teil des Gebirges nur an wenigen Stellen feststellen können, da ich erst neuerdings auf die wechselnde Ausbildung der Flußkiese aufmerksam geworden bin. Sehr charakteristisch ist die Lokalfacies am Ostrande des Westerwaldplateaus (in den Kiesgruben östlich von Obershausen) entwickelt. Sie führt hier neben wenig abgerollten Gangquarzen überwiegend heimische Kieselschiefer und kieselige Quarzite, die dem weiter nördlich auftretenden Hörregebiet bezw. seiner südwestlichen Fortsetzung zu entstammen scheinen. Ebenso ist eine deutliche Lokalfacies am Ostrande des Limburger Beckens vorhanden; Mordziol erwähnt eine solche von der Westseite des Beckens bei Hahnstätten (59, S. 282).

Der Frage, welcher Natur die Vallendarer Stromläufe gewesen sind und welche Richtung sie gehabt haben, ist MORDZIOL ebenfalls schon näher getreten (59, S. 281 ff.; 62, S. 21). Angeregt durch den von PHILIPPSON aus der morphologischen Gestalt des Gebirges hergeleiteten Schluß, daß die diluvialen und rezenten Täler des Rheines und seiner Nebenflüsse eingeschnitten sind in eine ältere, von PHILIPPSON für Pliocän gehaltene Trogfläche (76, S. 48ff.), wies er nach, daß nur der innere, tiefere Teil der PHILIPPSON'schen Trogfläche, der durch das Auftreten der Kieseloolithschotter gekennzeichnet ist, pliocänes Alter besitzt, der höhere Teil dieser Trogfläche (seine Region der Hochböden) dagegen nicht pliocän, sondern älter sein muß; da die Vallendarer Schotter bis in die Randgebiete dieser Hochböden aufsteigen (rd. 450 m über NN.), sieht er in letzteren die Stromtäler der Vallendarer Stufe. Aus der Region der Hochböden ragten zur Zeit der Ablagerung der Vallendarer Schichten nur vereinzelte Teile des Rheinischen Gebirges, die sogenanten Rumpfhöhen auf (62, S. 14 und Fig. 19). An den Uferrändern der Hochböden gegen die Rumpfhöhen werden wir also die erwähnte Lokalfacies der Vallendarer Schotter zu erwarten haben und kämen so zu einer Rekonstruktion der alten Talböden. Freilich ist eine sichere Feststellung der alten Stromläufe nach der Lage der Hochböden nicht möglich, da die Vallendarer Schichten und mit ihnen Teile der Hochbödenregion nachträglich starken tektonischen Störungen unterworfen gewesen sind. Aus ihrer heutigen Verbreitung kann man also nicht ohne weiteres die alten Stromrichtungen ableiten.

MORDZIOL hat auf einem anderen Wege die Altersgleichheit der hier zur Vallendarer Stufe gestellten Bildungen nachzuweisen gesucht, nämlich dadurch, daß er sie alle auf ein großes, aus SW. von der oberen Mosel stammendes, sich innerhalb des Gebirges deltaartig verzweigendes Stromsystem bezog. In den Vallendarer Schichten des Neuwieder Beckens tritt in den normalen Quarzschottern relativ häufig ein wohlgerundetes, hellgraues Kieselgestein auf, meist von der Größe eines Taubeneies, das dadurch

leicht kenntlich ist, daß sich in ihm vereinzelt oder auch in dichten Schwärmen würflige Hohlräume, zweifellos von Schwefelkies herrührend, vorfinden (58, S. 367). Über die Herkunft dieses Gerölles ist noch nichts Sicheres bekannt; Mordziol fand in der chalcedonartigen, von Quarzkryställchen durchsetzten Grundmasse Protozoenreste, Rauff fand Spuren eines helicopegmaten Brachiopoden (59, S. 276). Nach allem hat die Ansicht, die mir Herr Mordziol letzthin persönlich äußerte, daß es sich vielleicht um abgerollte Kieselgallen handle, wie sie im rheinischen Oberen Unterdevon z. B. nicht selten sind, sehr viel Wahrscheinlichkeit; denn diese sind sehr häufig auch von Pyritkryställchen durchwoben und würden sicher unter dem Einfluß der alttertiären Zersetzung ein Material geliefert haben, das dem grauen Leitgeröll völlig entspricht.

Mordziol benutzte nun dieses Leitgeröll, das er von der mittleren Mosel über das Neuwieder Becken rheinabwärts, sowie lahnaufwärts bis in das Limburger Becken verfolgte (im Limburger Becken wird es erwähnt von Elz, Niederzeuzheim und Erbach), um daraus den Verlauf des Vallendarer Stromsystems abzuleiten; er schloß aus der Verbreitung des Gerölles auf eine Herkunft aus Südwesten; in der Gegend der heutigen Trierer Bucht soll das Stromsystem in das damals ein breites Flachland bildende Rheinische Gebirge eingetreten sein und sich in ihm deltaartig verzweigt haben; ein Arm wandte sich vom Neuwieder Becken nach Norden zur Niederrheinischen Bucht, ein anderer über das Limburger Becken und die Idsteiner Senke zum Mainzer Becken, ein dritter vielleicht nach Osten über Braunfels, Gießen zur Wetterau.

Ist nun aber die letzthin erst aufgekommene Ansicht richtig, daß das Leitgeröll aus unterdevonischen Kieselgallen hervorgegangen ist und mithin dem rheinischen Devon selbst entstammt, dann fällt der Beweis für das Stromsystem natürlich hin, vor allem seine Herkunft von Südwesten, von der oberen Mosel. Ich selbst habe das Leitgeschiebe, bisher allerdings nur ganz vereinzelt, aber unter anderem an einer Stelle gefunden, die eine aus-

gesprochene Lokalfacies zeigte, und zwar östlich von Obershausen am Ostrande des Westerwaldes; sie liegen hier in 390 m Meereshöhe.

Nach allem, was über die Art der Verbreitung der Schotter und der Ausbildung der Lokalfacies bekannt geworden, halte ich es für wahrscheinlicher, daß von dem damals nur durch einzelne breite Rumpfhöhen überragten Tieflande des Rheinischen Gebirges Flußsysteme nach verschiedenen Richtungen in die das Gebirge, wie wir sehen werden, fast allseitig umgebenden Meere abflossen. Andeutungen hierfür scheinen in der Verteilung der Schotter auf der heutigen Plateaufläche des Gebirges noch vorhanden zu sein; so stellt sich an der Unteren Lahn, zwischen den Vallendarer Schichten am West- und Südrande der Montabaurer Höhe und den Schotterflächen auf der Westseite des Limburger Beckens eine deutliche, ungefähr nordsüdlich verlaufende Lücke ein, die vielleicht einer alten Wasserscheide entspricht (vergl. Übersichtskarte). Eine ähnliche Lücke zeigt sich in der Verbreitung der Schotter oberhalb Weilburg. Daraus ließe sich schließen, daß das heutige Lahngebiet zur Zeit der Vallendarer Schichten drei verschiedenen Stromsystemen angehörte, 1. einem Urrhein, einen Teil der Unterlahn umfassend, 2. einem Stromsystem, das vom Süd- und Ostrande des Westerwaldes durch das heutige Limburger Becken und durch die Idsteiner Senke zum Mainzer Becken abfloß, wie dies schon Koch (45, S. 14 ff.) vermutet hat, und endlich einem dritten Stromsystem, das vermutlich dem heutigen Ostrande des Gebirges folgte und von Westen her, von Braunfels und dem Plateau von Grävenwiesbach Zuflüsse erhielt. Weitere Untersuchungen sind noch erforderlich, um vor allem durch Feststellung alter Uferränder die Lage und Richtung der Flußsysteme zu bestimmen.

Ich habe bisher vorwiegend von den Vallendarer Schottern und Sanden gesprochen, nicht aber von den weit verbreiteten weißen bezw. leuchtend gelb und rot gefärbten, plastischen Tertiärtonen (sog. Braunkohlentonen), die in der Regel mit den fluviatilen Bildungen vereinigt worden sind. Indessen ergeben sich gegen

eine solche direkte Verknüpfung beider Bildungen, wenngleich sie ungefähr dasselbe Alter besitzen, schon aus allgemeinen Überlegungen heraus Bedenken, und die Beobachtung bestätigt, daß sich die Tone gegenüber den Schottern und reinen Sanden in Aufschlüssen, wo beide zusammen auftreten, in gewissem Sinne selbständig verhalten. Eine sichere Feststellung des stratigraphischen Verhaltens beider Bildungen zu einander war bisher deshalb so schwer, weil man bei den Tonen nicht die in situ gebildeten Zersetzungsmassen devonischer Schiefer, die streng genommen nicht als Tertiär, sondern als Devon bezeichnet werden müssen, von den zweifellos sedimentären Tonen unterschieden hat. Praktisch ist diese Unterscheidung auch oft sehr schwer (vgl. Laspeyres, 50, S. 136), ich deutete oben schon die Kennzeichen an, die für die eine und die andere Art der Bildung sprechen. Es hat sich nun in den von mir bisher untersuchten Profilen gezeigt, daß die Vallendarer Schotter und Sande (Vallendarer Schichten im engeren Sinne) nur auf den in situ gebildeten Tonen — also autochthonen Zersetzungsmassen — ruhen, während die sedimentären Tone, die meist von Bitumen stark durchsetzt sind, gelegentlich wohl die Vallendarer Schotten überlagern, in der Regel aber getrennt von diesen zum Absatz gekommen sind. Danach scheint also eine Trennung der drei Bildungen durchaus geboten und auch durchführbar; die liegenden Tone gehören der alttertiären Zersetzungsrinde an; die Vallendarer Schichten, die meist in deutlichen Erosionsrinnen, also diskordant auf diesen Tonen lagern, fallen in eine Zeit, in der die Flußerosion plötzlich stark belebt wurde und an der Aufarbeitung der Zersetzungsrinde wirkte. Hierbei wurde das wohl nur wenig transportierte Schotter- und Sandmaterial in den breiten Talrinnen abgelagert, das feinste Tonmaterial aber ganz fortgeführt; erst mit dem Ersterben der fluviatilen Tätigkeit bildeten sich allem Anschein nach einzelne isolierte Becken[1]), in die nunmehr nur noch reines Tonmaterial,

[1]) Hiermit erklärt sich zugleich die Tatsache, daß die Vallendarer Schotter weit über den Rahmen der reinen Tonablagerungen hinaus im Gebirge verbreitet sind.

gelegentlich untermischt mit feinen Sanden, eingeschwemmt wurde. Diese obersten, vorwiegend limnischen Bildungen leiten dann über zum eigentlichen Braunkohlentertiär. Auf der Übersichtskarte habe ich die Trennung der genannten Tertiärbildungen vorläufig nicht vollständig durchführen können, da ich mich bezüglich großer Teile derselben auf die alten Aufnahmen stützen mußte, auf denen eine Trennung der autochthonen Bildungen, der Vallendarer Tone und der erheblich jüngeren Tone innerhalb des Basaltischen Tertiärs nicht durchgeführt ist. Ausgeschieden sind auf der Karte lediglich die fluviatilen Bildungen der Vallendarer Stufe. Ihre Verbreitung ist aus der Karte ohne weiteres ersichtlich, so daß eine genaue Aufzählung der einzelnen Stellen überflüssig ist. Einige Worte wären nur noch zu sagen zu der Frage, ob die geschilderten Fluviatilbildungen tatsächlich alle einerlei Alters sind, oder nicht zum Teil jünger als die Vallendarer Stufe. Mordziol hat ihre Altersgleichheit an der Verfolgung seines Leitgerölles dartun wollen, daß als »fremdes Geschiebe« nur von einem einheitlichen Stromsystem dem Rheinischen Gebirge von Südwesten her zugeführt sein kann. Ist aber das Leitgeröll nicht fremd, sondern, wie oben angedeutet, heimisch, so genügt dieses Beweiswittel nicht mehr. Ich stütze mich auf einen anderen Umstand. Im Jungtertiär entstanden unter dem Einflusse besonderer klimatischer Verhältnisse Oberflächenverwitterungsprodukte (vergl. unten), die völlig verschieden von den Produkten der alttertiären Verwitterung sind. Da die hier als Vallendarer Schichten zusammengefaßten Schotter und Sande einerseits, die sedimentären Tone andererseits, ausschließlich Material der alttertiären Verwitterungsperiode aufgearbeitet enthalten, so müssen sie älter als die noch näher zu schildernde jungtertiäre Verwitterungsperiode sein, von der sie selbst nach ihrer Ablagerung mit betroffen sind.

Das Alter der Vallendarer Stufe.
Beziehungen zum marinen Tertiär und zur Braunkohlenformation.

Da die organischen Reste, die bisher aus den Vallendarer Schichten bekannt geworden sind, sich zu einer genauen Alters-

bestimmung nicht eignen[1]), insbesondere keinen Anhalt geben für die noch immer umstrittene Frage, ob sie zum Oligocän oder mit den über ihnen folgenden Braunkohlenbildungen (am Niederrhein, im Westerwald und am Vogelsberg) zusammen zum Miocän zu stellen sind, so ist von verschiedener Seite der Versuch unternommen worden, aus den Beziehungen der fluviatilen Bildungen zu den benachbarten tertiären Meeresablagerungen eine genauere Altersbestimmung herzuleiten. Auf die Bedeutung dieser Beziehungen hat vor allem Koch hingewiesen, als es ihm gelang, die Quarzschotterablagerungen des Limburger Beckens durch die Idsteiner Senke bis in den Rheingau zu verfolgen (45, 46). Er hielt sie, als Äquivalente der oligocänen Bildungen des Mainzer Beckens, für oligocän. Zu derselben Altersbestimmung kam auch von Dechen für die gesamten fluviatilen und limnischen Bildungen des Gebirges, die er mit der damals als Oberoligocän geltenden Braunkohlenformation des Westerwaldes und am Niederrhein vereinigte (17, S. 504, S. 542). H. Holzapfel (34, S. 112—114) vermutete in den Quarzschottern des Rheintales unterhalb Bingen sogar die Äquivalente des mitteloligocänen Meeressandes und bezeichnete sie als Ablagerungen des vorübergehend über das Gebirge transgredierenden Mitteloligocänmeeres.

Die großen Fortschritte, die im letzten Jahrzehnt in der Gliederung und Erkenntnis der Lagerung des Tertiärs in der Niederrheinischen Bucht gemacht sind, lassen hier am ehesten eine genauere Altersbestimmung der Vallendarer Schichten erhoffen. Im Liegenden der Eruptivbildungen des Siebengebirges treten, genau wie im Innern des Gebirges, im Untergrunde des Westerwälder Basaltplateaus, fluviatile Bildungen, von Laspeyres als quarzige liegende Schichten des Siebengebirges bezeichnet (30, S. 144), auf; sie ruhen hier, ganz wie im Innern des Gebirges, auf der alttertiären Zersetzungsrinde des Gebirgssockels und sind von Kaiser bereits rheinaufwärts bis zum Neuwieder Becken

[1]) Die Pflanzenreste der Vallendarer Schichten des Neuwieder Beckens (58, S. 353) und der Sande von Wiesek bei Gießen (90, S. 50) weisen allerdings nach H. Engelhardt (21) mit großer Wahrscheinlichkeit auf Oberoligocän (Aquitanien).

verfolgt worden, so daß über ihre Stellung zu den Vallendarer Schichten kein Zweifel besteht. Dieselben fluviatilen Ablagerungen bilden am Fuße des Siebengebirges das Liegende der dortigen Braunkohlenformation und sind in gleicher Beschaffenheit auch im Liegenden der Hauptbraunkohlenstufe links des Rheines nachgewiesen worden. Lepsius (52, S. 200), Kaiser (36, S. 38) und anfangs auch Fliegel (22, S. 84, 85) faßten diese Quarzschotter und Sande, wie dies schon von Dechen getan hatte, mit der Braunkohlenformation zusammen und stellten sie, da sich für die Braunkohlenformation inzwischen ein untermiocänes Alter als höchstwahrscheinlich ergeben hatte, ebenfalls ins Untermiocän.

Mordziol hat aus dieser, inzwischen von Fliegel aber wieder aufgegebenen Verbindung der Vallendarer Schichten mit der Niederrheinischen Braunkohlenformation das untermiocäne Alter der Schichten innerhalb des Gebirges gefolgert (59, S. 280) und darüber hinaus sogar, aus den Beziehungen der Vallendarer Schichten zu der unteren Cerithienkalkstufe am Südrande des Gebirges, das untermiocäne Alter der Cerithienkalke des Mainzer Beckens zu beweisen gesucht (vergl. unten). Fliegel ist indessen in seinen neueren Arbeiten (26, S. 7; 105, S. 99), nachdem sich die Kenntnis über die Verbreitung des oberoligocänen Meeressandes am Niederrhein erweitert hatte und sich insbesondere innige Beziehungen zwischen dem niederrheinischen Meeressand und den quarzigen Liegendschichten der Braunkohlenformation ergaben, dazu gekommen, die Liegendschichten (also Vallendarer Schotter und Sande) von der Braunkohlenstufe zu trennen und mit dem oberoligocänen Meeressand zu parallelisieren, der, wie die gegenwärtig in Bearbeitung genommene Fauna zeigt, ein völliges Äquivalent des Kasseler Oberoligocäns bildet.

Die Lagerung der Vallendarer Schichten zur Braunkohlenstufe im Innern des Gebirges, speziell des Westerwaldes, ist genau die gleiche wie im Siebengebirge und am Niederrhein. Stets lagern die echten fluviatilen Bildungen, also Quarzschotter und Sande, und ebenso auch der größte Teil der plastischen

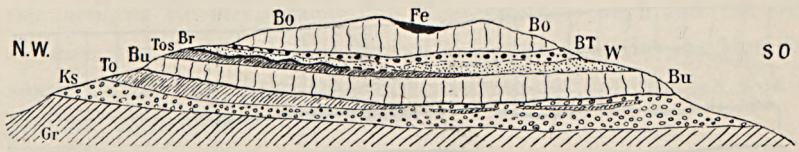
Tone unter dem Sohlbasalte und dem mit ihm verknüpften Braunkohlentertiär[1]). Dabei läßt sich deutlich verfolgen, daß die am Süd- und Südostrande des Westerwaldes noch in ziemlicher Mächtigkeit das Basaltische Tertiär unterlagernden Vallendarer Schichten nach dem Innern des Westerwaldplateaus auskeilen; wo hier, wie z. B. im oberen Elbbachtal bei Möllingen, der tiefere Untergrund des Sohlbasaltes angeschnitten ist, ruht das Basaltische Tertiär mit den Braunkohlenbildungen unmittelbar auf dem zersetzten devonischen Grundgebirge. Es scheint also zwischen den Vallendarer Schichten und dem Westerwälder Basalttertiär eine gewisse Diskordanz vorhanden zu sein, die auf einen Hiatus zwischen beiden Bildungen deuten würde. Dieser Hiatus wird, wie wir noch sehen werden, eingenommen von einer Periode tektonischer Störungen, von denen die Vallendarer Schichten in hohem Maße betroffen worden sind, nicht aber das Basaltplateau des Westerwaldes.

Nur gelegentlich sind sedimentäre Tone und tonige Sande noch innerhalb der ersten Basaltphase (Sohlbasalt) zum Absatz gekommen; sie stellen vermutlich nur Umlagerungen der Vallendarer Schichten dar und besitzen nicht mehr deren Reinheit. Daraus wäre zu folgern, was oben schon mehrfach betont wurde, daß die Vallendarer Schichten im weiteren Sinne (also die Fluviatilbildungen und die weißen plastischen Tone) streng zu trennen sind einerseits von der eigentlichen Braunkohlenformation und den Eruptivbildungen des Westerwaldes, andererseits von den älteren Zersetzungsmassen, die bisher ebenfalls als Tertiärton bezeichnet und mit den Vallendarer Tonen sowie den eigentlichen Braunkohlentonen zusammengeworfen sind. Von den zahlreichen Profilen, die namentlich am Ostrande des Westerwaldes die Altersfolge der fraglichen Schichten gut erkennen lassen, gebe ich hier

[1]) Kinkelins Versuch, die bekannten weißen Quarzschotter und Sande des Limburger Beckens als Absätze eines oberpliocänen Lahnsees zu deuten und mit den Pliocänbildungen des Mainzer Beckens zu parallelisieren (42, S. 69—72), entbehrt daher jeder Unterlage und beruht vielleicht auf der irrtümlichen Vereinigung pliocäner Schotter mit älteren — Vallendarer Schottern — am Südabhang des Taunus (vergl. auch Mordziol 59, S. 258).

nur eins wieder, das einen Schnitt durch das Weilburger Basaltplateau (zwischen Weilburg und Merenberg) darstellt (Fig. 2). Daß auch weiter nördlich, westlich des Dilltals (Bl. Herborn und Dillenburg) der gleiche Aufbau herrscht, geht aus den eingehenden früheren Untersuchungen SELBACH's hervor. Auch hier lagern zu unterst — allerdings nur noch örtlich entwickelt — Quarzschotter und Sande, eng verbunden mit weißen und lebhaft geflammten sedimentären Tonen (Vallendarer Stufe), die in den Tongruben bei Breitscheid abgebaut werden, und über diesen

Figur 2.



Schematisches Profil durch das Weilburger Basaltplateau.

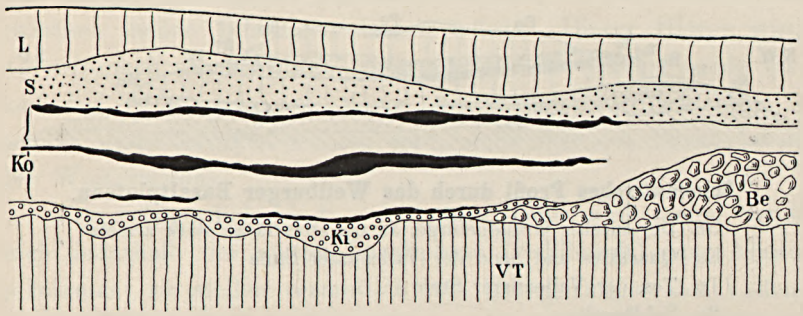
Gr Devonisches Grundgebirge, an der Oberfläche stark zersetzt
Ks Quarzkies und Sand der Vallendarer Stufe
To Ton der Vallendarer Stufe
Bu Sohlbasalt
Tos Umgelagerte, z. T. sandige und unreine Tone
Br Braunkohlenflöz
W Walkererde (zersetzter feiner Basalttuff)
BT Grober Batalttuff
Bo Deckbasalt
Fe Basalteisenstein in Nestern

die sog. unteren, flözleeren Schichten SELBACH's, vorwiegend geschichtete, bereits mit Tuffmaterial untermischte Sande und dunkle, tuffreiche Tone, die das unmittelbare Liegende des Sohlbasaltes bezw. der dunklen Braunkohlentone und der Braunkohlen bilden (70, II S. 32—34; 91, S. 522). Nirgends werden, so betont auch SELBACH, die weißen plastischen Tone und weißen Quarzschotter über den meist dunkel gefärbten Braunkohlenbildungen und dem basaltischen Tertiär des Westerwaldes angetroffen.

Weniger klar als am Ostrande liegen die Verhältnisse am Westrande des Westerwaldes, zwischen Montabaur und Siershahn

und an der Westseite der Montabaurer Höhe. Das Westerwälder basaltische Tertiär ist hier nur noch durch eine, in ihrer Mächtigkeit stark schwankende und der pliocänen Erosion z. T. wieder zum Opfer gefallene Decke von stark zersetzten dunkelgrünen Basalttuffen vertreten, die sich in zahlreichen Aufschlüssen (vergl. Taf. 12 und Fig. 3) zwischen die autochthonen Zersetzungstone, wie sie nördlich von Montabaur ausgebeutet werden, oder die sedimentären Braunkohlentone einerseits, die jüngeren, z. T. pliocänen Bildungen andererseits einschaltet.

Figur 3.



Aufschluß in den Tongruben östlich Siershahn.

VT Weiße, plastische Tone der Vallendarer Stufe
Be Stark zersetzter dunkelgrüner Basalttuff mit großen Basaltbomben
Ki Quarz- und Kieselschotter (wahrscheinlich pliocän)
Ko Graue, sandige Tone mit Lignitschmitzen
S Reine, graue Quarzsande
L Gehängelehm

Aus allen Aufschlüssen in den Randgebieten geht also durchweg das gleiche Altersverhältnis der fraglichen Tertiärbildungen hervor. Über den autochthonen Zersetzungsrinden lagern zunächst die Vallendarer fluviatilen Bildungen und die sedimentierten plastischen Tone, und darüber erst, wie es scheint durch eine Diskordanz getrennt, die eigentliche Braunkohlenstufe mit dem Basaltischen Tertiär des Westerwaldes.

Nur nebenbei sei hier erwähnt, daß auf der Hochfläche des Westerwaldes noch beschränkte Vorkommen von Tonen ruhen,

die zweifellos postbasaltisch, also erheblich jünger als die Vallendaren Tone sind; sie unterscheiden sich von diesen auch merklich; sie besitzen meist leuchtend rote und gelbe Farbe und sind sehr mager, obwohl Beimengungen sandigen Materiales in ihnen fehlen. Häufig sind diese Tone mit unreinen Brauneisenerzkrusten vergesellschaftet; deshalb vermute ich, daß es sich bei diesen meist als Farberde ausgebeuteten Tonen nicht um Kaolintone, sondern um allophanähnliche Tone handelt; bereits SELBACH deutete sie als Lateritbildungen. Hervorgegangen sind die lateritischen Tone, wenigstens läßt ihre Lagerung in kleinen Becken auf dem Basaltplateau nur eine solche Deutung zu, offenbar aus der Zersetzung der tertiären Eruptivgesteine des Westerwaldes; auch dadurch sind sie also von den liegenden Tonen unterschieden, die ihr Material ausschließlich der alttertiären Verwitterung des devonischen Untergrundes verdanken.

Erheblich schwieriger als in der Umgebung des Westerwaldes ist die Klärung der stratigraphischen Verhältnisse der Tertiärbildungen im Untergrunde des Vogelsberges. SCHOTTLER, der sich bei der Spezialaufnahme der Blätter Gießen und Allendorf eingehend mit den fraglichen Bildungen befaßt hat, die er durchweg als Binnenseeablagerungen anspricht, kommt zu dem Schlusse, daß eine Trennung der präbasaltischen Sande und Schotter von den intrabasaltischen, mit Tuff vermengten Sanden, den Braunkohlen-, Dysodil- und Seekreideabsätzen nicht möglich ist, da sie petrographisch nicht streng geschieden sind und durch Übergänge verbunden werden. Gleichwohl verdient gerade hier am Ostrande des Gebirges im Untergrunde des Vogelsberges und der anschließenden Wetterau die Frage, ob echte Vallendarer Schichten vorhanden sind, und in welcher Beziehung sie zu den unterlagernden und überlagernden Ablagerungen stehen, besondere Beachtung; denn hier treten die fluviatilen Bildungen abermals in Beziehung zu marinen Tertiärablagerungen, auf die allein eine genauere Altersfixierung gegründet werden kann.

In einer Tiefbohrung bei Lich wurde im Jahre 1905 zum ersten Male im Untergrunde des Vogelsberges der Septarienton

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

nachgewiesen, und damit ein weiterer Beweis für die schon lange bestehende Annahme erbracht, daß zur Mitteloligocänzeit das Meer in die Hessische Senke eingedrungen ist und so das norddeutsche Tertiärmeer mit dem Mainzer Becken verband. Über dem Septarienton folgt in der Bohrung bei Lich noch 100 m Cyrenenmergel, dessen unterer Teil, ein Äquivalent des Elsheimer Meeressandes, vorwiegend aus glimmerführenden marinen Sanden besteht, während die obere Abteilung brackischer Natur ist (Tone, Mergel mit brackischer Fauna und Braunkohlenflözen). Im Unteren Cyrenenmergel treten einzelne aus Milchquarz und Quarzit bestehende Geröllbänke auf, die in diese marinen Bildungen doch offenbar nur durch Flußtransport eingeschwemmt sein können. Danach scheinen also schon zur Zeit des Unteren Cyrenenmergels in das ufernahe Meer bei Lich Flußsedimente eingespült zu sein. In der oberen Stufe trat dann, wie auch im Mainzer Becken vorübergehend eine Aussüßung des Meeres ein. Über dem Oberen Cyrenenmergel folgen bei Lich unmittelbar tuffführende Sande in geringer Mächtigkeit und darüber der Basalt der ersten Eruptionsphase des Vogelsberges.

Der Cyrenenmergel ist auch noch nahe dem Ostrande des Rheinischen Gebirges, in zwei Bohrungen bei Wiesek nördlich von Gießen, erbohrt; hier ist indessen nur der Untere Cyrenenmergel vertreten, darüber folgen sofort glaukonitführende Sande, Tone und Kiese mit Basaltgeröllen, die Schottler den Süßwasserablagerungen des Vogelsbergtertiärs zustellt. Typische Vallendarer Schichten scheinen demnach in diesen Profilen zu fehlen, wenn man nicht in den Kiesbänken des Unteren Cyrenenmergels von Lich Anzeichen solcher fluviatilen Bildungen sehen will. Weiter nördlich in dem schon häufig in der Literatur erwähnten Ebsdorfer Grund treten reine Quarzschotter auf, die nach Mordziol (61, S. 179) den Vallendarer Schichten gleichen; sie treten aber nicht, wie Mordziol nach einer Äußerung Schottler's (85, S. 417, 447) annimmt, über dem untersten Basalt, sondern ausschließlich unter demselben auf, soweit nach den Aufschlüssen überhaupt eine sichere Entscheidung möglich ist. Nach oben gehen sie in Sande,

kalkige Tone und die bereits mehrfach in der Literatur erwähnten Melanienkalke über; auch diese ruhen z. T. noch unter dem Untersten Basalt[1]).

Aus allem scheint hervorzugehen, daß am Ostrande des Gebirges die Abtrennung der Vallendarer Schichten von den jüngeren Bildungen, die bereits mit basaltischem Tertiär vermengt sind, auf große Schwierigkeiten stößt; der Grund hierfür liegt vielleicht in den tektonischen Bewegungen, die unmittelbar nach der Ablagerung der fluviatilen Bildungen am Rande des Gebirges vor sich gingen; dadurch wurden offenbar die Vallendarer Schotter sekundär aufgearbeitet und mit dem Material der ersten, den tektonischen Störungen folgenden Basalteruptionen vermengt, wie dies auch im Westerwalde (siehe oben) in beschränktem Maße der Fall gewesen ist. Wir hätten also im Untergrunde des Vogelsberges vorwiegend Umlagerungsprodukte der Vallendarer Stufe vor uns, nicht aber diese selbst, oder doch nur Reste von ihr, die von den jüngeren Bildungen naturgemäß schwer zu trennen sind. Ich hoffe, auf diese Frage später noch in einer zusammenfassenden Arbeit über das Tertiär zurückzukommen.

Nur möchte ich hier noch kurz auf ein bekanntes Profil aus der Wetterau hinweisen, wo die fraglichen sandigen und kiesigen Schichten in Verbindung mit fossilführendem Tertiär treten. Nach Angabe Sandberger's (81, S. 438), wird der Münzenberger Blättersandstein von Cyrenenmergel unterlagert, von sandig-mergeligen Schichten mit *Corbicula Faujasi* überlagert. Daraus schließt Mordziol, daß der Münzenberger Sandstein den Unteren Cerithienkalken entspricht, da die Corbiculabänke dem Oberen Cerithienkalk angehören (61, S. 179). In seiner Lagerung auf Cyrenenmergel steht der Münzenberger Sandstein andererseits in völliger Parallele zu den Wieseker Sanden, was übrigens auch durch die völlig übereinstimmende Flora aus beiden Bildungen wahrschein-

[1]) Nach Angaben von Herrn Dr. Paeckelmann. Da die Melanienkalke wahrscheinlich den Corbiculakalken des Mainzer Beckens entsprechen (85, S. 446). so würden die Schotter und Sande des Ebsdorfer Grundes etwa den Cerithienkalken gleichzustellen sein.

lich gemacht ist (21b, S. 407 ff.; 67, S. 431 ff.). Demnach würden also der Münzenberger Sandstein, die Sande von Wiesek und die Schotter des Ebsdorfer Grundes ungefähr den Cerithienkalken gleichzustellen sein; wir hätten damit auch im westlichen Vogelsberg und in der anschließenden Wetterau fluviatile Bildungen unter dem basaltischen Tertiär zu unterscheiden, die im wesentlichen oberoligocänen Alters sind; denn nach der heute herrschenden Ansicht gehört der Cerithienkalk noch zum Oberoligocän (Steuer, 96; v. Koenen, 47).

Zu einem abweichenden Ergebnis kommt Schottler. Er weist auf die Schwierigkeit einer Parallelisierung der Süßwasserbildungen des Vogelsberges mit den kalkigen Bildungen des Mainzer Tertiärs hin, die einer sicheren Grundlage vorläufig noch entbehrt. Nach seiner Auffassung gehören die gesamten Süßwasserbildungen, die den Basalt unterlagern und noch bis zur zweiten Eruptionsphase hinaufreichen, insgesamt ins Miocän; denn bei Climbach ruht ein Süßwasserkalk mit Resten von Mastodon zwischen den fraglichen sandigen und kiesigen Bildungen, ohne daß eine petrographische Trennung der liegenden von den hangenden Schichten möglich wäre (89, S. 14). Aus diesem Grunde heißt es dann wohl auch weiterhin (a. a. O. S. 39): »Wenn sie« — die fraglichen Absätze von Süßwasserseen — »auch bis jetzt noch nicht mit einem bestimmten Horizont der höheren Schichten des Mainzer Beckens gleichgestellt werden können, so entsprechen sie doch jedenfalls nicht den Cerithien- und Corbiculaschichten«; denn diese gehören — auch nach Schottler's Ansicht — noch zum Oligocän. Mit dieser Schlußfolgerung scheint aber das Profil von Münzenberg in Widerspruch zu stehen und es bedarf daher noch der Klärung, ob nicht doch Teile des Vogelsberger Süßwassertertiärs unter dem Basalte dem Oligocän zuzustellen sind.

Besonders schwierig ist die ganze Altersfrage sowohl der Bildungen im Untergrunde des Vogelsberges, wie auch der Vallendarer Schichten innerhalb des Gebirges dadurch geworden, daß Mordziol in den letzten Jahren, die seit den Untersuchungen von Koenen's herrschende Anschauung über das oberoligocäne

Alter der Cerithienkalke in Zweifel gezogen hat und auf die alte auch von LEPSIUS vertretene SANDBERGER'sche Ansicht zurückkommt, daß die Grenze zwischen Oligocän und Miocän im Mainzer Becken nicht über, sondern unter den Cerithienkalken zu ziehen sei. Es liegt auf der Hand, daß bis zur endgültigen Entscheidung dieser Frage auch die Altersstellung der Vallendarer Stufe ungewiß bleiben muß, selbst wenn ihre Parallelisierung mit dem Mainzer Tertiär als im wesentlichen feststehend angesehen werden kann; die Verbindung sieht MORDZIOL in der unteren Cerithienkalkstufe, die reichlich fluviatil eingeschwemmtes Material von der petrographischen Beschaffenheit der Vallendarer Schotter und Sande in Form von Deltabildungen enthält; auch KOCH hat ähnliche Quarzkieseinschwemmungen am Südabhang des Taunus in den unteren Certhienkalken (Landschneckenkalken) festgestellt (46, Bl. Hochheim, S. 19). MORDZIOL geht aber noch einen Schritt weiter und sucht nun umgekehrt mit Hilfe der den Unteren Cerithienkalken gleichaltrigen Vallendarer Schichten das miocäne Alter der Cerithienkalke zu beweisen, indem er sich auf die am Niederrhein anfangs angenommene Zugehörigkeit der Vallendarer Schotter (quarzige Liegendschichten des Siebengebirges) zur untermiocänen Braunkohlenformation beruft (61, S. 166). Hiergegen hat FLIEGEL bereits Bedenken geltend gemacht (105, S. 102) unter Hinweis auf die veränderte Auffassung in der Stellung der quarzigen Liegendschichten (105, S. 84, 98), die jetzt als die Äquivalente der oberoligocänen Meeressande angesehen werden (vergl. auch 27 u. 30). Nach diesen neueren Feststellungen sind die Vallendarer Schotter am Niederrhein in ganz ähnlicher Weise deltaartig in das Oberoligocänmeer eingeschwemmt, wie dies nach MORDZIOL im Süden in den Unteren Cerithienkalken der Fall ist; man könnte also daraus gerade das oberoligocäne Alter der Cerithienkalke herleiten, wenn man in den Vallendarer Schichten einen so eng umgrenzten stratigraphischen Horizont sieht.

Ich glaube indessen vorläufig nicht an eine so enge zeitliche Umgrenzung der Vallendarer Fluviatilbildungen. Aus dem Bohrprofil von Lich scheint hervorzugehen, daß auch schon während

der Ablagerung der Unteren Cyrenenmergel Quarzschotter fluviatil in die das Gebirge umrahmenden Meeresbecken eingeschwemmt wurden. Ebenso ist es durchaus möglich, daß die Elsheimer Meeressande auch weiter im Süden bereits Material von den Flußsystemen der Vallendarer Stufe erhielten, vielleicht auch schon der Septarienton und der Alzeyer Meeressand. Auf die in den Flörsheimer Septarienton eingeschwemmten Landpflanzen hat bereits Koch hingewiesen und sie als Einschwemmungen seines das Limburger Becken entwässernden Stromsystems gedeutet (45, S. 18, 19), ebenso auf die Tatsache, daß die Strandgerölle des Alzeyer Meeressandes petrographisch den Vallendarer Schottern völlig gleichen (Bl. Hochheim S. 9). Am Niederrhein treten ebenfalls im marinen Mitteloligocän Sande und gelegentlich sogar Quarzgerölle auf, die sich vielleicht ähnlich deuten lassen (105, S. 74, 78). Allgemeine Gründe scheinen mir für eine solche Altersbestimmung der Vallendarer Schichten besonders zu sprechen. Ich suchte oben darzutun, daß zur Zeit der Bildung der alttertiären Verwitterungskruste das Rheinische Gebirge kein reich zertaltes Bergland gewesen sein kann; die Tiefgründigkeit dieser Verwitterungskruste und ihre große flächenhafte Verbreitung setzen voraus, daß das Gebirge damals eine nur wenig über das Meer emporragende Rumpffläche bildete. Mit dem Mitteloligocän begannen in den Randgebieten der Rheinischen Masse tektonische Bewegungen; im Norden erfolgte die erste Anlage der Niederrheinischen Bucht und die weit in die Bucht reichende Transgression des Septarientones (105, S. 74), im Süden der Einbruch des Mitteloligocänmeeres in das Mainzer Becken, die Transgression des Alzeyer Meeressandes und über dessen Strandlinien hinaus die Transgression des Septarientones, ausgehend von dem Einbruch der Hessischen Senke, durch die das Mitteloligocänmeer von N. her Zutritt zum Mainzer Becken fand. Also fast auf allen Seiten des Gebirges erfolgten mit dem Mitteloligocän nahezu gleichzeitig Einbrüche des bis dahin Land gewesenen Vorlandes und damit das Vordringen des Meeres bis in die Randgebiete des Rheinischen Gebirges;

da mit der allseitigen Versenkung des Vorlandes zugleich, wie auch in früheren Perioden, eine Heraushebung des Gebirgssockels verbunden gewesen sein wird, verlor der bis dahin flache Rumpf sein greisenhaftes Erosionsstadium, die Flußtätigkeit wurde neu belebt und mußte bei der vorangegangenen tiefgründigen Zersetzung des Gebirges besonders wirksam sein. Diesem Erosionszyklus, der mit dem Mitteloligocän einsetzte und am Ende des Oberoligocäns ungefähr abgeschlossen gewesen sein muß, verdanken die Vallendarer Schichten ihre Entstehung. Am Ende des Oligocäns erstarb die fluviatile Tätigkeit wieder; es bildeten sich, offenbar unter dem Einfluß erneuter tektonischer Bewegungen, die zur Anlage der sogenannten Becken innerhalb des Gebirges führten (Limburger, Neuwieder Becken, östliche Randverwerfungen bei Gießen) isolierte Süßwasserseen, in denen nur noch vorwiegend feinstes Tonmaterial abgesetzt wurde. Gleichzeitig oder, wie im Westerwalde, erst nach Abschluß dieser Tonsedimentation erfolgten die basaltischen Eruptionen, die in ihren ersten Phasen noch in der Hauptsache subaquatisch — wechsellagernd mit Braunkohlentonen usw. — stattgefunden haben, während die letzten Ergüsse (Deckbasalt des Westerwaldes, 2.—4. Phase des Vogelsberges) auf trockenem Lande erfolgten, wie aus den gelegentlich im Deckbasalt zu beobachtenden verwitterten Stromoberflächen zu ersehen ist.

c) Das Tertiär des Westerwaldplateaus.

Hierunter ist nach den Ausführungen oben, abgesehen von den Eruptivdecken des Westerwaldes und deren Tuffen, nur die eigentliche Braunkohlenformation zu verstehen, d. h. also die meist dunkel gefärbten Tone, tonigen Sandsteine und Sandsteine, die durch das Auftreten von Braunkohlenflözen charakterisiert sind. Von den Vallendarer Tonen und Sanden sind diese Schichten, neben ihrer meist dunkleren Färbung (Fehlen der alttertiären Kaolinverwittesung) vor allem durch die mehr oder weniger reichliche Beimengung von Tuffmaterial unterschieden. Außerdem

herrscht im Verhalten der Vallendarer Schichten zu dem überlagernden Tertiär des Westerwaldes eine gewisse Diskordanz, die freilich nur im großen zu beobachten ist, im einzelnen Aufschluß dagegen bei der ganzen Natur dieser teils fluviatilen, teils limnischen Bildungen nicht deutlich hervortritt.

Schließt die fluviatile Periode der Vallendarer Schichten entsprechend den am Niederrhein jetzt festgestellten Altersverhältnissen mit dem Oberoligocän ab, so müssen die darüber folgenden Braunkohlenbildungen des Westerwaldes, da sie zur Vallendarer Stufe sich ähnlich selbständig verhalten, wie die Braunkohlenformation am Niederrhein, mindestens altmiocän sein, zumal ja die zwischen der Vallendarer Stufe und dem Westerwaldtertiär vorhandene Diskordanz einen gewissen Hiatus in der Ablagerung voraussetzt. Ob diese Braunkohlenstufe sowohl im Innern des Gebirges wie an seinem Nord- und Ostrande tatsächlich nur das Untermiocän umfaßt, wie gegenwärtig am Niederrhein angenommen wird, oder nicht vielleicht auch das jüngere Miocän, wird sich wohl mit Sicherheit nur dort feststellen lassen, wo die Braunkohlenbildungen mit marinem jüngeren Miocän in Verbindung treten. Unten werde ich allerdings noch eine Erscheinung hervorheben, die dafür spricht, daß die Braunkohlenformation des Westerwaldes — und ebenso des Vogelsberges — im wesentlichen untermiocänes Alter haben muß.

Noch weniger entschieden ist es, ob die Oberstufe des Westerwaldtertiärs, der sogenannte Deckbasalt, der übrigens aus mehreren, gelegentlich sogar durch Tuffeinlagerungen getrennten Ergüssen besteht, in die gleiche Zeit fällt, oder nicht etwa erheblich jünger ist. Dem Deckbasalte würden im Vogelsberge — faciell wenigstens — die oberen Ergußphasen (2.—4. Phase Schottler's) entsprechen, denen keine Süßwasserablagerungen mehr eingeschaltet sind, die also wie die Ergüsse des Westerwalder Deckbasaltes auf trockenem Lande erfolgten. Auch für diese jüngeren Vogelsberger Ergüsse steht zunächst nicht fest, ob sie noch zum Altmiocän, oder nicht vielmehr zum Jungmiocän, ja vielleicht sogar zum Pliocän zu stellen sind, zumal pliocäner Basalt von den Frank-

furter Geologen in der südlichen Wetterau bereits festgestellt und ziemlich weit nach Norden verfolgt ist. Indessen besitzen wir sowohl im Vogelsberge wie im Westerwald einen Anhaltspunkt für das Alter der oberen Basaltergüsse, d. h. also für den Abschluß der basaltischen Tätigkeit, eine beide Eruptivgebiete überziehende Verwitterungskruste, die nicht zwischen den einzelnen Ergüssen auftritt, sondern nur über dem ganzen Ergußsystem, die sich also nur nach Abschluß der Eruptivtätigkeit gebildet haben kann. Im Vogelsberge ist diese Verwitterungsrinde, eine Bauxit- und Eisenerzbildung, noch auf große Flächen erhalten geblieben, im Westerwalde allerdings infolge der an ihm stärker tätig gewesenen Erosion bis auf kleine Reste schon zerstört. Diese von SCHOTTLER eingehend studierte Verwitterungsrinde muß sich vor dem Oberpliocän gebildet haben, da sie von der oberpliocänen Braunkohlenstufe der Wetterau überlagert wird; wir werden sie uns also im wesentlichen in der jüngeren Miocänzeit gebildet denken müssen, und daraus läßt sich zugleich mit einiger Wahrscheinlichkeit der Schluß herleiten, daß das Tertiär des Westerwaldes (also Braunkohlenstufe und Deckbasalt) und des Vogelsberges (Braunkohlenstufe und die drei oberen Ergußphasen) dem älteren Miocän zuzustellen ist.

Auf die stratigraphischen Verhältnisse innerhalb des Westerwaldtertiärs will ich hier nicht näher eingehen, da dies einer späteren Arbeit vorbehalten sein soll. Hier möchte ich nur kurz zwei Erscheinungen streifen, die mit dem basaltischen Tertiär des Westerwaldes und des Lahngebietes in enger Beziehung stehen, die Abhängigkeit der basaltischen Ergüsse von präexistierenden Spalten und das Auftreten der Kohlensäuerlinge, insbesondere ihre Einwirkung auf das Nebengestein.

Bereits früher (1, S. 314) habe ich bei Gelegenheit einer Darstellung der Tektonik der Lahnmulde auf den Unterschied zwischen den der varistischen Faltungsperiode angehörigen und den postvaristischen Störungen hingewiesen; letztere bezeichnete ich damals — wegen ihrer engen Beziehungen zum basaltischen Tertiär — schlechthin als tertiäre Störungen. Es gehört hierzu

ein ungefähr gleichaltriges System von sich nahezu rechtwinklig schneidenden Verwerfungen, von denen die einen ungefähr N.—S. mit geringen Abweichungen nach NNO. bezw. NNW. verlaufen, während die anderen ungefähr O.—W. gerichtet sind mit Abweichungen nach WNW.—OSO.

Dieses System von Störungen muß in seiner Anlage jedenfalls vorbasaltisch, also vormiocän sein, denn das Basaltplateau wird von den Störungen nur noch in vereinzelten Fällen betroffen; auf einen solchen Fall wies ich bereits a. a. O. hin, auf die Störung, an der die Basalttafel nördlich von Breitscheid (Bl. Dillenburg) eingesunken ist. Ein weiterer Fall ist mir inzwischen von Bl. Weilburg bekannt geworden, wo der Sohlbasalt an einer h10 streichenden Verwerfung gegen Deckbasalt um rd. 40 m verworfen ist. In allen diesen Fällen handelt es sich aber anscheinend nur um postbasaltische Bewegungen an bereits vorher existierenden Verwerfungen, in dem letzteren Falle sogar an einer varistischen Querverwerfung.

Der Zusammenhang der Basaltergüsse mit den Störungen ist innerhalb des Westerwaldplateaus naturgemäß kaum irgendwo festzustellen, da hier der Untergrund, in dem sich solche Verwerfungen bemerkbar machen würden, durchweg verhüllt ist. Günstiger liegen die Verhältnisse an den Rändern des Plateaus, besonders an seinem Südostrande zwischen Merenberg und dem Dilltale bei Ehringshausen. Hier, wo durch die starke Erosion ein Teil des alten Basaltplateaus bereits abgetragen ist und daher sein Untergrund freiliegt, ist das ganze Vorland am Fuße des heutigen Basaltplateaus übersät mit Basaltkuppen (Primärkuppen Schottler's, weil sie die Denudationsform der Basaltdurchbruchkanäle verkörpern), die uns einerseits Anhaltspunkte für die ursprüngliche Ausdehnung des Westerwaldplateaus geben, andererseits einen Einblick in den Zusammenhang der Basaltkanäle mit der Tektonik des Sockels gewähren (vergl. Taf. 13). Es zeigt sich, daß die meisten Primärkuppen, die einen mehr oder weniger rundlichen Querschnitt besitzen, keinen direkten Zusammenhang mit den im Untergrunde fest-

gestellten Verwerfungen erkennen lassen. Wohl folgen sie gelegentlich einer solchen größeren Störung reihenförmig angeordnet in größerem Abstande (z. B. die Primärkuppen der Dianaburg, Leuner Burg, Bieler Burg und Schäfersburg der großen h 7 streichenden Störung zwischen Dill- und Lahntal), die Durchbruchkanäle setzen aber nicht auf der Störung selbst, sondern in gewissem Abstande in ihrem Hangenden auf. In anderen Fällen (z. B. auf der Reihe, die von Probach über Dillhausen-Obershausen bis zum Kreuzberg verläuft) folgen die Primärkuppen der Achse eines der Hauptsattelaufbrüche des alten Gebirges in diesem Gebiete, dem Koblenzquarzitzuge, der nahezu das ganze Blatt Merenberg durchzieht und auf jüngeres Devon überschoben ist. In beiden Fällen ist man wohl geneigt, an einen Zusammenhang der Reihendurchbrüche mit den erwähnten tektonischen Erscheinungen zu denken; die großen Bruchlinien ebenso wie die stark gestörten Sattelaufbrüche werden dem Magma das Aufsteigen aus der Tiefe zum mindesten erleichtert haben, dicht unter der Oberfläche aber, wo die Gasspannungen hinreichten, die noch überlagernde Decke zu durchschlagen, haben sich die einzelnen Durchbrüche ihren Weg selbständig durch das Gestein gebahnt und jene rundlichen oder ovalen Schlote ausgeblasen, in denen das Magma dann aufstieg. So ist es offenbar zu erklären, daß die Schlote, was man dort, wo solche Basaltstiele abgebaut werden, gelegentlich recht gut beobachten kann, einen auffällig rundlichen Querschnitt besitzen und am Rande gegen das Nebengestein auch meist deutliche Breccienbildungen aufweisen. Ganz ähnlich liegen die Verhältnisse bei den beiden, von E. Kayser bereits beschriebenen Basaltreihen von Krofdorf-Gleiberg-Vetzberg und von Launsbach nordwestlich von Gießen[1]). Auch hier fehlt oberflächlich in der Grauwacke, die von den Stielen durchschlagen ist, jede Spur

[1]) E. Kayser, Lehrbuch der Geologie, I, III. Aufl., S. 655.

einer Störung, die gleichwohl im Untergrunde vorausgesetzt werden muß.

Im Gegensatz zu den größeren Basaltstielen, die nicht selten recht ansehnlichen Durchmesser erreichen, treten winzige, oft nur wenige Dezimeter bis 1 m starke, aber langgestreckte Basaltgänge stets unmittelbar auf den Störungen selbst auf. Da der Basalt auf diesen Störungen meist auch noch stark zersetzt ist, so entzieht er sich wohl in den meisten Fällen der Beobachtung; eine Reihe solcher interessanter Vorkommen, wie sie namentlich auf den O.—W.-Störungen in der Umgebung von Löhnberg nicht selten sind, ließen sich überhaupt nur durch gründliches Absuchen der im alten Gebirge zuvor festgestellten Verwerfungen auffinden.

Demnach scheinen also nur ganz schwache Basaltdurchbrüche auf den Verwerfungen selbst erfolgt zu sein, die größeren haben wohl Schwächezonen im Untergrunde benutzt, um sich dann aber, von einer gewissen Tiefe von der Oberfläche ab, ihren Weg selbständig durch das Gestein hindurchzublasen. Immerhin zeigen alle diese Einzelbeobachtungen zur Genüge, in welch innigem Zusammenhange das Aufsteigen des basaltischen Magmas mit dem System der N.—S.- und O.—W.-Störungen steht, und damit wird zugleich die Abhängigkeit erwiesen, in der eine andere Erscheinung zu den Basaltherden des Tertiärs steht, nämlich die Kohlensäuerlinge.

Eine speziellere Darstellung der Säuerlinge des Lahngebietes werde ich demnächst an anderer Stelle geben. Hier möchte ich nur hervorheben, daß sich bei fast allen Säuerlingen — namentlich der großen Zahl, die in der Umgebung von Löhnberg und am Ostabhang des Westerwaldes bekannt ist — ein Zusammenhang mit den jungen Verwerfungen hat feststellen lassen (vergl. die Übersichtskarte Tafel 18). Es erscheinen also noch heute kohlensäurereiche Mineralwässer auf denselben großen Spalten, auf denen der Basalt zur Tertiärzeit aus der Tiefe aufdrang. Aber noch eine andere Gesetzmäßigkeit in der Verbreitung der

Säuerlinge hat sich bei der Spezialaufnahme ergeben; die Quellaustritte sind nicht regellos auf die das alte Gebirge oft auf viele Kilometer Erstreckung durchsetzenden Verwerfungen verteilt, sondern sie zeigen sich gebunden — und wie es scheint gerade die stärkeren unter ihnen — an die Kreuzung der jungen Störungen mit den Sattelachsen des alten Gebirges. Diese auffällige Tatsache läßt sich wohl nur so deuten, daß die Sattelkerne, im Löhnberger Gebiet hauptsächlich also die unterdevonischen Quarzitsättel, in der Tiefe, infolge der Gesteinsauflockerung in den Sattelzonen, gewissermaßen Sammelbehälter der mit Kohlensäure und Mineralsalzen beladenen, den Basaltherden entstammenden Säuerlinge darstellen, während die die Sättel durchschneidenden Verwerfungen den in der Tiefe unter hohem Druck befindlichen Mineralwässern den Austritt an die Oberfläche erleichtern[1]).

In aller Kürze sei auch noch die Einwirkung der Säuerlinge auf das Nebengestein der von ihnen benutzten Spalten berührt. Sie äußert sich in einer ähnlich tiefgreifenden Zersetzung (Kaolinisierung, Lösung von Kalk, Eisen und Alkali), wie wir es bei der alttertiären Oberflächenverwitterung sahen; auch die Ursache ist insofern die gleiche, als in beiden Fällen die Kohlensäure die zersetzende Wirkung ausgeübt hat; zeitlich liegt diese von den Säuerlingen ausgehende Zersetzung aber viel später, ja hält wohl örtlich noch heute an, wo die Säuerlinge gleichzeitig durch höhere Temperaturen ausgezeichnet sind. An der Oberfläche ist es oft nicht leicht, z. B. dort, wo sich die Störungen und auf ihnen die Mineralquellen häufen, diese jüngere Zersetzung von der alttertiären Oberflächenverwitterung zu unterscheiden. Letztere läßt sich nur dort mit Sicherheit erkennen, wo sie noch heute in großer flächenhafter Verbreitung vorhanden ist und, wie z. B. in der Umgebung von Weilburg, nicht bis auf die Talsohlen herabreicht, während die Einwirkung der Säuerlinge mehr auf die Nachbarschaft der Spalten beschränkt bleibt, auf diesen aber

[1]) Das Auftreten von Kohlensäuerlingen auf Sattelachsen hat auch Stille im Eggegebirge beobachtet (98, S. 66—71).

bis in unbekannte Tiefen niedersetzt[1]). Bei Neufassungen von Säuerlingen (vergl. Taf. 11, Fig. 2) bekommt man gelegentlich einen schönen Einblick in die Natur dieser Zersetzung, ebenso in einzelnen Gruben des Lahngebietes (Grube Philippswonne bei Wetzlar.

Über das Alter der sogenannten Tertiärstörungen wurden bereits einige Angaben gemacht; sie müssen im wesentlichen älter sein als das basaltische Tertiär des Westerwaldes, da dieses nur in einzelnen Fällen noch von den Störungen betroffen ist; in diesen Fällen handelt es sich wahrscheinlich um nachbasaltische Bewegungen an schon vorher bestehenden Verwerfungen. Derartige posthume Bewegungen an den vormiocänen Verwerfungen haben in manchen Fällen noch bis in das Diluvium hinein angehalten und scheinen selbst heute noch nicht ganz zur Ruhe gekommen zu sein, wie sich aus dem Verhalten der Diluvialterrassen der Lahn in den Beckenregionen ergibt (vergl. unten). Zu entscheiden wäre noch die Frage, ob diese Tertiärstörungen auch noch älter sind als die Vallendarer Stufe oder gar älter als die alttertiäre Zersetzungsrinde des Gebirges. Es ist mir bisher kein sicherer Fall bekannt geworden, der sich in diesem Sinne deuten ließe, daß also Vallendarer Schotter eine der N.—S.- bezw. O.—W.-Verwerfungen überdecken, ohne von der Verwerfung selbst betroffen zu werden. Daraus könnte man schließen, daß die Verwerfungen durchweg nach Bildung der Vallendarer Stufe und unmittelbar vor Beginn der Basalteruptionen auf dem Westerwalde und im Vogelsberge sich gebildet haben, und daß in dieser Zeit auch die erste Anlage der Beckenregionen (Limburger Becken, Löhnberger Becken), sowie der Ostabbruch des Gebirges bei Gießen fällt. Gleichwohl bedarf dieser Schluß einer gewissen Einschränkung. Wir sahen oben, daß mit dem

[1]) Stremme (100) hat bei seinen Arbeiten über Kaolinbildung bereits darauf hingewiesen, daß neben der Oberflächenkaolinisierung, die durch kohlensäurereiche Humuswässer entsteht, auch eine Kaolinisierung durch Kohlensäuerlinge gelegentlich möglich ist; später hat er einen solchen Fall zusammen mit Gagel beschrieben (Zentralbl. Min. 1909, S. 467).

Beginne des Mitteloligocäns in den Randgebieten des Rheinischen Gebirges tektonische Bewegungen stattgefunden haben müssen, die dem Mitteloligocänmeer aufs neue Zutritt zu den Randgebieten verschafften. Da auch entlang dem Gebirgsrande in der Hessischen Senke solche Bewegungen vor sich gegangen sein müssen, können wir also aus der Tatsache, daß bei Gießen an den Randverwerfungen Oberoligocän bezw. Miocän gegen das alte Gebirge verworfen ist, nur schließen, daß an diesen Randverwerfungen auch seit jener Zeit noch beträchtliche — sogar bis ins Diluvium anhaltende — Bewegungen stattgefunden haben, daß ihre erste Anlage aber viel weiter zurückliegt; denn nicht nur im Mitteloligocän haben hier Bewegungen an ihnen stattgefunden, sondern, wie wir eingangs sahen, während des ganzen Mesozoicums bis zurück in jene Zeit, in der die erste Heraushebung der Rheinischen Masse erfolgte. Das gleiche gilt für die Störungen innerhalb des Gebirges; hier fehlt zwar ein solches Kriterium wie in den mesozoischen Randgebieten, aber damit ist noch nicht bewiesen, daß diese Störungen, an denen das Tertiär verworfen ist, in ihrer ersten Anlage nicht auch vortertiäres Alter besitzen.

d) Das Pliocän.

Während noch von Dechen in seinem großen Werke (18, S. 504 ff.) die fluviatilen Bildungen des Rheinischen Gebirges, soweit sie durch ihre auffällig weiße Färbung und das überwiegende Gangquarzmaterial von den Diluvialschottern unterschieden waren, zu seiner oberoligocänen Braunkohlenstufe zusammenfaßte, trennte als erster Pohlig (74, S. 225) von den liegenden Quarzschottern der Niederrheinischen Braunkohlenformation eine die Hauptbraunkohlenformation diskordant überdeckende Quarzschotterstufe ab, die bei Duisdorf, unfern von Bonn, durch das Vorkommen von verkieselten Versteinerungen ausgezeichnet ist; die Versteinerungen dieser Schotterstufe sollten nach ihnen der Oberen Kreide, und zwar einer bisher noch unbekannten Facies desselben im Norden der Niederrheinischen Bucht entstammen. Pohlig

erkannte bereits die Selbständigkeit dieser hangenden Quarzschotter gegenüber der Braunkohlenformation und versetzte sie, allerdings ohne nähere Begründung, ins Pliocän. Schlüter gab später (83, S. 492) eine Beschreibung der Versteinerungen aus den Duisdorfer Schottern, die übrigens auch von Dechen schon bekannt waren (18, S. 626, 627). Er stellte fest, daß die meisten verkieselten Fossilreste (hauptsächlich Ostreen, Crinoidenstielglieder und Serpeln) aus dem Unteren Malm herrührten, aus einer Facies, wie sie im ostfranzösischen Juraplateau entwickelt ist; gleichzeitig wies er auch schon auf den, ihrer heutigen sekundären Lagerstätte bei Bonn nächstgelegenen Punkt hin, an dem der Jura in dieser Facies noch heute anstehend vorhanden ist, das Plateau von Launois zwischen Mezières und Rethel. Neben Malmversteinerungen fand Schlüter noch vereinzelte, verkieselte, wohl dem Rheinischen Devon entstammende Devonfossilien (*Zaphrentis* und Tabulaten); Fliegel erwähnt (24, S. 100) auch Fossilien aus dem Dogger.

Schlüter suchte die Herkunft der Schotter von Duisdorf bereits im Süden der Niederrheinischen Bucht, während Pohlig noch neuerdings (75, S. 335), als die gleichen verkieselten Versteinerungen auch von der Maas bekannt wurden, annahm, daß die Maas zur Pliocänzeit von NW. her bei Bonn in die Niederrheinische Bucht eingemündet sei und das Juramaterial in seine Pliocänschotter transportiert habe.

Es ist namentlich das Verdienst E. Kaiser's (35, 36), die Selbständigkeit dieser Pliocänstufe — seiner Duisdorfer Stufe — erkannt und ihre Bedeutung für die pliocäne Entwicklungsgeschichte des Rheintales dargetan zu haben. Während durch die Spezialaufnahme in der Niederrheinischen Bucht (Fliegel, 24) die weite Verbreitung der Duisdorfer Stufe und ihre Lagerung zwischen der Braunkohlenformation im Liegenden und der diluvialen Hauptterrasse im Hangenden festgestellt wurde, gelang es Kaiser und seinen Schülern, Mordziol (57, 58) und Borgstätte (14), die Duisdorfer Stufe rheinaufwärts bis Coblenz und von hier einmal moselaufwärts bis zur Trierer Bucht und andererseits rhein-

aufwärts in Resten bis an das Mainzer Becken zu verfolgen; hier wies dann MORDZIOL die Verbindung der Leitgeschiebe der Duisdorfer Stufe mit den Eppelsheimer Dinotheriensanden nach (56) und kam auf diesem Wege zu einer Altersbestimmung der Schotter als Unterpliocän, während FLIEGEL am Niederrhein nachweisen konnte (24, S. 100 ff.), daß die Schotter daselbst mit Quarzsanden, Tonen und Braunkohlen verknüpft sind, deren Flora auf eine gleiche Altersstellung hinweist.

Die Bedeutung der Duisdorfer Stufe, als einer den Rhein und die Mosel begleitenden altpliocänen Flußterrasse, für die Entwicklungsgeschichte des Mittelrheingebietes, insbesondere für den Beweis der Antecedenz des Rheinstromsystems vor Aufwölbung des heutigen Gebirges, haben dann KAISER (37) und MORDZIOL (62) eingehend geschildert.

Die Duisdorfer Stufe enthält dort, wo sie als normale Schotterterrasse ausgebildet ist, also namentlich innerhalb des Gebirges, neben dem weit überwiegenden Material an Gangquarz, durch das sie äußerlich den Vallendarer Schottern oft recht ähnlich wird, zahlreiche, meist nur kleine aber gut abgerundete Gerölle, die sowohl durch ihre dunkle Färbung wie vor allem durch ihre glänzende, polierte Oberfläche auffallen; beide Eigenschaften sind den leitenden Geröllen der Vallendarer Stufe, wie ich oben betonte, ganz fremd; während in diesen Kieselgerölle, z. B. Kieselschiefer, stets deutlich gebleicht und mit einer matten, ausgelaugten Oberfläche erscheinen, ist in den Leitgeröllen der Duisdorfer Stufe ihre dunkle Färbung erhalten und ihre Oberfläche ist glasig, wie mit einer Schutzrinde überzogen. Ein weiterer von den bisherigen Beobachtern schon hervorgehobener Unterschied besteht in der Natur der Gerölle (KAISER 36, S. 62). Während unter den Nichtquarzgeröllen der Vallendarer Schichten paläozoische, durch ihre Quarzdurchäderung leicht kenntliche Kieselschiefer, also heimisches Material, überwiegen[1]), finden sich in der Duisdorfer Stufe fast überall in großer Menge verkieselte jurassische

[1]) Auch das graue Leitgeröll MORDZIOL's ist, wie oben angedeutet wurde, aller Wahrscheinlichkeit devonischen, also heimischen Ursprungs.

Versteinerungen, deren Ursprung, wie jetzt als feststehend angesehen werden kann, im lothringischen und ostfranzösischen Juraplateau zu suchen ist. Daneben finden sich eigenartige, dunkelgrüngraue bis blauschwarze lyditähnliche Gerölle, die Kaiser für verkieselte Kalke anspricht, und endlich ein besonders charakteristisches Leitgeröll, ein verkieselter dunkelbrauner oder dunkelgrauer Oolith, der der ganzen Schotterstufe den jetzt allgemein gebräuchlichen Namen Kieseloolithschotter eingetragen hat. Die Herkunft der Oolithe ist noch unsicher; Pohlig (74) hielt sie für senone Miliolidengesteine, Fliegel vermutet neuerdings (29, S. 431), daß es sich um Muschelkalkoolithe handelt, worauf Andreae bereits hingewiesen hatte; denn die jurassischen Eisenoolithe Lothringens lassen nirgends, auch dort, wo die Versteinerungen verkieselt sind, eine Verkieselung erkennen. Sicher ist jedenfalls, daß der größte Teil der charakteristischen Geschiebe der Kieseloolithschotter mesozoischer Herkunft ist, also nicht aus dem Gebirge stammt, und daß es sich im wesentlichen um verschiedenartige verkieselte Kalkgesteine handelt.

Nachdem die Herkunft der Leitgeschiebe einigermaßen geklärt war, mußte es einleuchten, daß sie nur in den pliocänen Stromablagerungen zu erwarten waren, die von S. bezw. SW. aus dem lothringischen Juraplateau in das Rheinische Gebirge einmünden, also nur im pliocänen Rheintal und dem gleichaltrigen Moseltal ebenso wie an der Maas, während man an der Lahn, falls auch hier bereits zur Pliocänzeit ein Flußlauf bestanden haben sollte, die Leitgeschiebe der Kieseloolithstufe nicht erwarten konnte. Es galt also, nach anderen Hilfsmitteln zu suchen, die für die Feststellung pliocäner Flußläufe auch östlich des Rheintales geeignet sein konnten. Oestreich (71) und Mordziol (62) haben den Nachweis auf morphologischem Wege zu erbringen gesucht, Mordziol unter dem Hinweis darauf, daß wie am Rhein und an der Mosel auch an der Lahn in die obere Region der Hochböden (Vallendarer Talstufe) ein flacher, noch heute fast plateauartig erhaltener Talboden eingesenkt ist (untere Region der Hochböden), der eine deutliche Stufe zwischen der stark zer-

schlitzten oberen Hochbödenregion und dem Talboden der altdiluvialen Hauptterrasse bildet. Er bezeichnet den mutmaßlich pliocänen Talboden der unteren Lahn, der namentlich zwischen Singhofen und Schaumburg erhalten ist, als Plateau von Schaumburg. Damit wäre also, wenigstens auf morphologischem Wege, wie dies früher bereits PHILIPPSON für das Rheintal getan hatte, die Existenz eines pliocänen Lahnlaufes in der Nachbarschaft des Rheintales erbracht.

Indessen lassen sich wohl noch geeignetere und stratigraphisch verwertbare Gesichtspunkte auffinden, die eine einwandfreie Bestimmung pliocäner Flußschotter auch dort gestatten, wo ihnen die Leitgeschiebe der Kieseloolithstufe fehlen; dabei will ich zunächst außer Betracht lassen, ob die Quarzschotter auf dem Plateau von Schaumburg tatsächlich pliocän oder nicht vielmehr, wie ich vermute, älter (Vallendarer Stufe) sind. Als ich die Kieseloolithschotter zum ersten Male — unter freundlicher Führung von Herrn Dr. MORDZIOL — am Westrande der Montabaurer Höhe kennen lernte, fiel mir besonders der scharfe Unterschied in der Ausbildung ihrer Leitgeschiebe gegenüber den Leitgeschieben der Vallendarer Stufe auf, wie ich ihn schon oben andeutete; ich hegte bereits damals die Vermutung, daß das Geröllmaterial beider Stufen ganz verschiedenen Verwitterungsböden entstammen müsse, soweit nicht die Pliocänschotter ihr Material aus den Vallendarer Schottern entnommen haben; denn nur so ließ sich verstehen, daß in der älteren Stufe selbst die ursprünglich dunklen Kieselschiefer völlig ausgebleicht und oberflächlich rauh erscheinen, die Kieselgeschiebe der Pliocänschotter dagegen in auffällig dunklen Farben und mit hoher Oberflächenpolitur. Die Verkieselung der pliocänen Leitgeschiebe wäre also keine primäre Eigenschaft des Ursprungsgesteins gewesen, sondern erst kurz vor dem Flußtransporte entstanden, da sie die verschiedenartigsten Gesteine betroffen hat, auch konnte sie nicht mehr nach Ablagerung der Schotter eingetreten sein, da die Terrassen auf ihrer jetzigen Lagerstätte nicht verkieselt sind. Die Ursache der Verkieselung mußte, wegen ihrer generellen Bedeu-

tung, in klimatischen Faktoren gesucht werden, die kurz vor der Pliocänzeit und nach der Bildung der Vallendarer Schichten im Ursprungsgebiet der Gerölle geherrscht haben.

Kaiser und Fliegel haben sich bereits eingehend neben der Herkunft auch mit der Natur der Verkieselung in den Leitgeschieben der Kieseloolithschotter beschäftigt. Kaiser betonte namentlich (36, S. 89. 91), daß besondere klimatische Faktoren während der Bildung der Kieseloolithschotter geherrscht haben müssen, weil das leitende Schottermaterial, obwohl es in der Hauptsache aus zerstörten, jurassischen Kalken stamme, durchweg völlig kalkfrei sei, im Gegensatz zu dem Material der Diluvialterrassen, das in frischem Zustande noch einen beträchtlichen Kalkgehalt und sogar Kalkgerölle aufweist. Da nun die Kieseloolithstufe, abgesehen von den bunten Leitgeschieben (nach Kaiser etwa 10% der ganzen Masse), überwiegend aus den gleichen, weißen, abgerollten Gangquarzen besteht, wie die Vallendarer Schotter, nahm Kaiser an, daß die Bildung des pliocänen Schottermateriales ähnlichen tiefgründigen Zersetzungen des Grundgebirges ihre Entstehung verdanke, wie sie vor Ablagerung der Vallendarer Schotter herrschten, mithin, daß während und vor der pliocänen, fluviatilen Periode ähnliche Verwitterungsböden entstanden seien, wie zur Alttertiärzeit. Dem stehen jedoch wichtige Gründe entgegen; die Häufigkeit der Quarzschotter im Pliocän erklärt sich zunächst wohl ungezwungen aus der Aufarbeitung der Vallendarer Schotter, die im Unterpliocän jedenfalls noch den größten Teil der Hochbödenregionen bedeckten. Während der Jungtertiärzeit aber eine der alttertiären ähnliche Verwitterungsperiode anzunehmen, verbietet sich vor allem deswegen, weil, wie ich dies schon oben hervorhob, das Tertiär des Westerwaldes, also das Miocän, eine solche Zersetzung nicht mehr zeigt, die auf eine Lösung von Kalk, Eisen, Alkalien, auf Kaolinbildung und völlige Erhaltung des Quarzes hinauslief.

Meiner Vermutung, daß es sich bei der Verkieselung der Leitgeschiebe um eine kurz vor der Pliocänzeit herrschende kli-

matische Erscheinung von allgemeiner Verbreitung handle, stand nun freilich ein Umstand entgegen; FLIEGEL, der die verkieselten Jurafossilien bis in ihre bereits von SCHLÜTER vermutete Heimat, in die Umgebung von Sedan (Plateau von Launois-Neuvizy), verfolgt hat, stellte daselbst fest, daß die jurassischen Versteinerungen durchweg verkieselt bereits im Gestein enthalten seien, Kieseloolithe aber ganz fehlen. Er kam daher (29, S. 430) zu dem Schluß, daß das Zusammenvorkommen von jurassischen, verkieselten Versteinerungen mit verkieselten Oolithen und lyditartigen Geschieben rein zufällig sei, dadurch bedingt, »daß in den verschiedenen im Oberlauf der Flüsse anstehenden geologischen Stufen einzelne Partien verkieselt waren, die bei der Abtragung des Gebirges das Geröll lieferten«. Diese Erklärung der Herkunft der Leitgerölle schien ohne weiteres verständlich, wenngleich sie zur Voraussetzung hatte, daß die Vallendarer Schotter dann nicht von einem aus SW. kommenden Stromsystem stammen konnten, denn sonst müßten wir in ihnen ja vor allem die primär verkieselten Gesteine finden. Schwer erklärlich blieb freilich noch immer die große Häufigkeit des verkieselten Materiales in der Pliocänterrasse und die Tatsache, daß die diluvialen Schotter nicht in gleicher Häufigkeit das verkieselte Material enthielten, wenn es im Ursprungsgebiet der Flüsse so massenhaft vorhanden war.

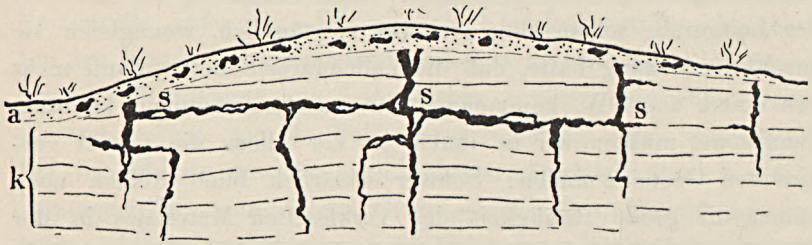
Die Durchsicht des von Herrn Dr. FLIEGEL bei Neuvizy im Jahre 1908 gesammelten Materiales regte mich zu einem erneuten Besuche jenes Gebietes an, zumal mich Herr FLIEGEL freundlichst auf die interessanten Verwitterungserscheinungen auf dem Juraplateau aufmerksam machte.

Die Beobachtungen will ich hier einflechten, da sie mir für die Verwitterungserscheinungen der Tertiärzeit großes Interesse zu bieten scheinen[1]).

[1]) An dieser Stelle möchte ich auch meines lieben Kollegen Dr. MÜLLER gedenken, der mich auf den Streifzügen durch das Juraplateau westlich der Maas im März 1914 begleitete, wenige Monate bevor er in den Kämpfen in Lothringen den Heldentod für das Vaterland starb.

Eine der Hauptstufen des westlich der Maas sich erhebenden Juraplateaus bildet die mit dem Oxford beginnende Schwelle über den flachen Hängen des Oberen Braunen Jura. Den Absturz der Schwelle überschreitet man beispielsweise auf der Straße von Launois nach Rethel, etwa 1 km südlich des erstgenannten Ortes. Hier sind in Brüchen zuseiten der Straße, noch ungefähr 20 m unter der Plateaufläche, die mergeligen, fossilreichen Kalke des unteren Oxford (Zone d. *Amm. Lamberti*) aufgeschlossen. Das Fossilmaterial, vornehmlich Brachiopoden- und Ostreidenschalen, ist durchweg noch in der ursprünglichen kalkigen Form erhalten, nur in der Nachbarschaft gewisser Klüfte sind die Schalen mehr oder weniger stark — je nach der Natur der Mergelkalkbänke — ausgelaugt und zeigen auch gelegentlich Ansätze von Verkieselung. Besonderes Interesse verdienen die erwähnten Klüfte; sie sind erfüllt mit 5—20 cm starken, nach unten sich allmählich verjüngenden Massen eines weißen, oft noch sehr weichen, opalähnlichen Kieselsäure-Gels, das die auch bei den weißen Hornsteinen bekannten

Figur 4.



Aufschluß im Unteren Oxford an der Straße Launois-Rethel.

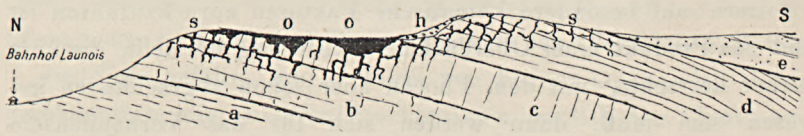
a Abhangschutt mit Hornsteingeröllen
k Mergelkalkbänke des Unteren Oxford
s Hornsteinausscheidungen auf Sprüngen und Schichtfugen in k.

Trockenrisse zeigt. Die Kieselsäure setzt von den Klüften aus in einzelne besonders reine, mergelfreie Bänke des nahezu horizontal lagernden Kalkes fort, und hier zeigen sich ebenso wie an den Klüften die erwähnten Auslaugungen der Fossilienschalen und Ansätze ihrer Verkieselung. Danach kann es keinem Zweifel unterliegen, daß die in noch relativ unzersetztem Gestein auf Klüften ausgeschiedene Kieselsäure das Produkt einer besonderen Oberflächenverwitterung ist, das in kolloidaler Lösung in die Tiefe sank und hier unter teilweiser Verdrängung von Kalk — Mergel und Tongallen werden von den Hornsteinmassen z. T. umschlossen — wieder zur Ausscheidung kam. Die nebenstehende Skizze Fig. 4 gibt ein Bild von dem westlich der Straße gelegenen Steinbruche gleich südlich von Launois.

Am Plateaurande, kurz vor der Straße, die sich hier nach SO. in der Richtung auf Neuvizy abzweigt, folgt über den Mergelkalken der Lambertizone die obere Oxfordstufe (Zone der *Amm. cordatus* und *Millericrinus echinatus*), be-

stehend aus reineren, hellgefärbten, mit Eisenoolithkörnchen durchsetzten Kalken; petrographisch gleichen sie völlig den bekannten oolithischen Kalken von Bayeux. In diesen oberen Oxfordkalken fehlen gute Aufschlüsse, wohl aber finden sich auf der Plateaufläche zu beiden Seiten der Straße kleine Gruben, in denen unter dem Ackerboden eine rostbraune Erde erschlossen ist; sie besteht wohl zu 90 % aus reinen, den Cordatuskalken entstammenden Eisenoolithkörnchen und wird hier als Eisenerz ausgebeutet. Dieser Eisenoolithsand führt nun massenhaft die verkieselten, meist stark macerierten und auch bereits etwas abgerollten Schalen der Oxfordfossilien, das Ursprungsmaterial der verkieselten Juraversteinerungen in den Terrassenschottern, daneben auch Rollstücke von dichten Brauneisensteinschalen, ganz ähnlich den Oberflächenverwitterungsprodukten der Vogelsberger Bauxit-Eisenerzrinde. Der Verwitterungsprozeß muß auch ein ganz ähnlicher gewesen sein. Auf der Oberfläche des Juraplateaus muß also zu einer Zeit eine Verwitterung geherrscht haben, bei der Kalk und Kieselsäure, letztere als Kolloid, gelöst wurden, während nur Bauxit oder, wie hier, das in den Oolithen überwiegende Brauneisen zurückblieben; aus diesen gingen die Oolithsande als eine Art eluviale Seife hervor. Die Kieselsäure wurde in geringer Tiefe unter teilweiser Verdrängung des frischen Kalkes wieder ausgeschieden, und bei gelegentlichen Umlagerungen wurde der eluviale Oolithsand mit den Verkieselungsprodukten des Untergrundes vermischt.

Figur 5.



Profil durch das Juraplateau südlich von Launois.

a Oberer Dogger
b Unterer Oxford
c Oberer Oxford
d Corallien
e Grünsande der Unteren Kreide
o Eluvial gebildete Eisenoolithsande mit verkieselten Fossilresten
s Hornsteinausscheidungen auf Klüften und Schichtfugen
h Vorwiegend aus Hornstein bestehender Gehängeschutt

Auf der alten französischen Karte (Bl. Mezières und Rethel) sind die das Plateau bedeckenden Eluvionen z. T. als Gaultsand bezeichnet; es kann indessen keinem Zweifel unterliegen, daß es sich hier um viel jüngere, aller Wahrscheinlichkeit nach jungtertiäre Produkte der Oberflächenverwitterung handelt. Weiter südlich folgt nämlich über der Oxfordstufe das Corallien, das die gleichen nach der Tiefe rasch verschwindenden Verkieselungserscheinungen zeigt, während hier die Eisenoolithsande, da sie dem Ursprungsgestein fehlen, an der Oberfläche

nicht vorhanden sind; erst darüber lagern dann, offenbar transgredierend, die wohl der Unteren Kreide angehörenden Grünsande, die indessen vorwiegend aus Quarzsand, untermischt mit Glaukonit, bestehen, von den vorerwähnten Eisenoolithsanden also streng zu trennen sind. Das Gesamtprofil des Juraplateaus südlich von Launois zeigt demnach den in Fig. 5 skizzierten Aufbau.

Diese Beobachtungen scheinen mir eine wesentliche Stütze der Annahme zu bieten, daß die Verkieselung der pliocänen Leitgerölle eine generelle, auf klimatische Verhältnisse vor der Pliocänzeit zurückgehende Erscheinung ist. Ihr Zusammenvorkommen in den Pliocänschottern ist also insofern, wie Fliegel sagt, zufällig, als sie jedenfalls verschiedenen mesozoischen Gesteinen aus dem damaligen Oberlauf von Rhein und Mosel entstammen, aber doch auch wieder bezeichnend, weil ihr massenhaftes Auftreten gerade im Pliocän voraussetzt, daß die Verkieselung erst kurz vor dem Transporte der Schotter vor sich gegangen sein muß.

Ist nun die hier vertretene Annahme richtig, daß die Verkieselung der verschiedenartigsten Gesteine in den Pliocänschottern auf besondere klimatische Faktoren zurückzuführen ist und das Produkt einer Oberflächenverwitterung darstellt, die kurz vorher herrschte, mit dem Pliocän aber schon abgeschlossen gewesen sein muß, dann werden sich für das Vorhandensein einer solchen Oberflächenverwitterung, da sie eine allgemein verbreitete klimatische Erscheinung ist, auch anderswo Anhaltspunkte gewinnen lassen. Solche sind in der Tat vorhanden.

Ich erwähnte bereits oben die Bauxit- und Brauneisenverwitterung, die den ganzen Vogelsberg überzieht und auch auf dem Westerwalde ursprünglich durchweg vorhanden war, wenngleich sie hier bereits sehr stark der Erosion zum Opfer gefallen ist. Nach den Untersuchungen Schottler's ist die Bildung dieser Oberflächenverwitterung zeitlich ziemlich eng umgrenzt (89, S. 19 und S. 81 ff.); sie muß sich während des jüngeren Miocäns gebildet haben, wie ich oben darzutun suchte (S. 309). Diese Oberflächenverwitterung, die als Restprodukte an der Oberfläche in der Hauptsache nur die Hydroxyde des Eisens und des Aluminiums (Brauneisen und Bauxit) zurückläßt, steht dadurch wie vor allem durch die Lösung der Kieselsäure, in schroffem Gegensatz zu der alt-

tertiären Verwitterung. Letztere, eine Kaolinverwitterung, ist das Produkt eines tropischen humiden Klimas unter starker Einwirkung von kohlensäurereichen Humuswässern, erstere, gewöhnlich als Lateritverwitterung bezeichnet, das Produkt vorwiegend des tropischen bezw. subtropischen Trockenklimas unter starker Einwirkung des Sauerstoffs. Wenn nun auch zwischen den tonigen Verwitterungsprodukten beider insofern Übergänge bestehen, als die Lateritverwitterung nicht immer bis zum reinen Bauxit verläuft, sondern allophanähnliche Tone erzeugt (die im Kieselsäuregehalt zwischen Kaolin und Bauxit stehen), so geht doch aus den Untersuchungen von STREMME (99) hervor, daß die Allophantone physikalisch zum Bauxit zu stellen sind. Damit würde sich zugleich erklären, daß die jüngeren Basalttone des Westerwaldes (vergl. oben S. 301) keine echten Kaolintone, sondern Allophantone zu sein scheinen.

Wesentlich erscheint also für die Wirkung der jungmiocänen Verwitterung neben der oberflächlichen Anreicherung von Eisen- bezw. Aluminiumhydroxyd (gelegentlich auch Manganoxyden) die Lösung der Kieselsäure. Diese wird von den Oberflächenwässern in die Tiefe geführt, und in Form von kleinen Opal- oder Hornsteinäderchen, die an ihren Trockenrissen deutlich den Absatz aus kolloidaler Lösung erkennen lassen, findet man sie heute noch bis tief hinein in den frischen Untergrund. Unter Führung von Herrn Bergrat SCHOTTLER lernte ich sie vor Jahren im Vogelsberg kennen; letzthin konnte ich sie auch im Westerwald in Bahneinschnitten zwischen Westerburg und Montabaur innerhalb des wenig zersetzten Basaltes beobachten; sie sind hier, wo längst die Oberflächenprodukte, Bauxit und Brauneisen, bis auf geringe Spuren abgetragen sind, die letzten Zeugen jener jungmiocänen Lateritverwitterung[1]).

Die eluvialen Juraseifen auf dem Plateau von Launois zeigen, wie ohne weiteres ersichtlich, eine völlige Analogie mit den Verwitterungsprodukten des Vogelsberges und Westerwaldes; dort fand eine eluviale Anreicherung des Eisenoolithes statt und eine Lösung

[1]) BAUER (11) hat bei seinen Untersuchungen über tropische Laterite bereits auf die enge Verwandtschaft zwischen ihnen und den Vogelsberger Bauxit-Eisenerzrinden hingewiesen; als einzigen, bisher bestehenden Unterschied hebt er das

von Kieselsäure, die zur Bildung von Hornstein und zur Verkieselung der kalkigen Organismenreste in der Tiefe führte. Es ist daher durchaus nicht unwahrscheinlich, daß die Verkieselung auf dem lothringischen Juraplateau ebenfalls während der jüngeren Miocänzeit vor sich gegangen ist, und das unvermittelte Auftreten ihrer Produkte[1]) in den Pliocänschottern kann als Stütze dafür gelten.

Noch andere und speziell im Rheinischen Gebirge weit verbreitete Erscheinungen sind auf dieselbe Oberflächenverwitterung zurückzuführen. Die Vallendarer Schichten, die sicher im Jungmiocän noch erheblich größere Verbreitung besaßen als heute, führen unter ihrem Geröllmaterial keine Produkte der Lateritverwitterung, durch die gerade das Pliocän charakterisiert ist, dagegen sind sie selbst von jener jungmiocänen Oberflächenverwitterung mitbetroffen worden. Es kann nicht wundernehmen, daß gerade ihre leicht durchlässigen Schotter und Sande besonders aufnahmefähig für die bei der Lateritverwitterung gelösten Stoffe, insbesondere die Kieselsäure waren, und so finden wir die Schotter und Sande in der Tat an zahllosen Stellen verkieselt zu den bekannten Braunkohlenquarziten und Kieselkonglomeraten, die dann sehr häufig auch noch mit dem oberflächlich gebildeten Brauneisen durchtränkt sind. Daß sowohl die Verkieselung der

---

Fehlen der Hornsteinausscheidungen im Untergrunde der heutigen Lateritrinden hervor, spricht allerdings die Vermutung aus, daß sie bei entsprechendem Nachforschen auch gefunden würden (1898, S. 215, 216). Daß solche tatsächlich vorhanden sind, hat mir vor einigen Jahren bereits Herr Dr. Reusing nach seinen Beobachtungen in den Western Ghats von Vorderindien mitgeteilt. Ich selbst habe bei meinen Untersuchungen in den Tropen, die sich allerdings auf sehr niederschlagsreiche Gebiete erstreckten, solche Hornsteinausscheidungen nicht beobachtet, bin allerdings auch überzeugt, daß ein großer Teil der sog. Lateritböden der humiden Tropengebiete echte Kaolinböden sind, in deren Begleitung Hornsteinausscheidungen nicht zu erwarten sind.

Leider erst nach Abschluß des Druckes erhalte ich Kenntnis von den interessanten Mitteilungen R. Lang's (Zentralbl. M., G. u. P. 1914, H. 9 ff) über Verwitterungsböden in Indien, die eine völlige Bestätigung meiner Vermutung bringen, daß Lateritbildungen nur im Trockenklima (auch in den Tropen) entstehen können, daß dagegen im humiden Klima, wie es heute im Indischen Archipel herrscht, Humusböden sich bilden, die unter Umständen zur Humussäureverwitterung, also zur Bildung echter Kalolinböden führen müssen.

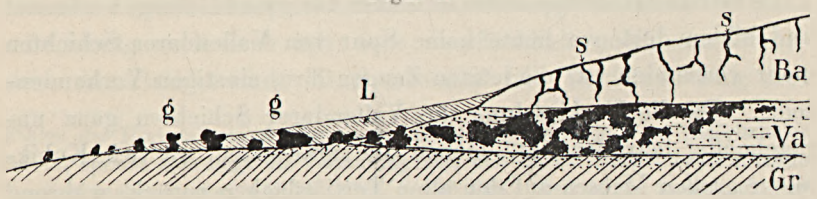
[1]) Auch die weißen, wie Kaolin erscheinenden Hornsteine fehlen unter dem Geröllmaterial der Duisdorfer Schotter nicht (Pohlig, 74, S. 226).

Vallendarer Schichten wie die Durchtränkung mit Braun-eisen erst nach ihrer Ablagerung vor sich gegangen sein kann, ergibt sich ohne weiteres aus der Tatsache, daß abgerollte Braunkohlenquarzite und Kieselkonglomerate nie in den Vallendarer Schichten beobachtet werden; sie finden sich erst, und zwar in großer Häufigkeit und stets abgerollt, mit einer ähnlichen schutzrindenartigen, glasierten Oberfläche wie die übrigen Leitgeschiebe, in den unterpliocänen Kieseloolithschottern. KAISER hat auf diesen wichtigen Unterschied zwischen Vallendarer Schichten und Kieseloolithschottern bereits hingewiesen, ohne freilich eine Erklärung dafür zu geben, ohne vor allem auf die Analogie hinzuweisen, die doch offensichtlich in der Verkieselung dieser Braunkohlenquarzite und der übrigen verkieselten Leitgeschiebe der Pliocänschotter besteht. Wir können also die abgerollten, meist deutlich polierten Braunkohlenquarzitgerölle in ähnlicher Weise als Leitgeschiebe benutzen, wie die Kieseloolithe und verkieselten Juraversteinerungen am Rhein.

Die Braunkohlenquarzite sind über das ganze Gebirge verbreitet und bilden dort, wo heute keine Spur von Vallendarer Schichten mehr vorhanden ist, die letzten Zeugen ihres einstigen Vorhandenseins. Da die Verkieselung die Vallendarer Schichten ganz unregelmäßig betroffen hat, blieben die verkieselten, oft viele Kubikmeter großen Massen auf den alten Tertiärflächen zurück, während das nicht verkieselte Schotter- und Sandmaterial von der Erosion leicht bewältigt und fortgeführt wurde. Am Nordostabhang des Vogelsberges, ebenso auch am Ostabhang des Westerwaldes sind noch heute derartige, aus Braunkohlenquarziten (wegen ihrer löchrigen, narbigen Oberfläche Lochsteine genannt) bestehende Felsenmeere vorhanden; leider fallen sie immer mehr der Industrie zum Opfer, die sich des wertvollen Materials zur Herstellung saurer Ofenfutterungen bemächtigt hat. Aus dem gleichen Grunde ist man aber in neuerer Zeit speziell auf dem Westerwalde (Umgebung von Mengerskirchen, Enspel usw.) den Quarziten auf ihrer primären Lagerstätte nachgegangen. In solchen Aufschlüssen,

wo man die Vallendarer Schichten noch auf ihrer Ablagerungsstätte, meist unter dem Schutze einer Basaltdecke findet, zeigt sich sehr deutlich, wie unregelmäßig schlierenartig die Kieselsäure in die Sand- und Kiesmassen eingedrungen ist, und daß ganz allmähliche Übergänge zwischen den lockeren Sanden und den festen Quarziten bestehen. Die glatte Oberfläche zeigen die Braunkohlenquarzite also nie auf primärer Lagerstätte, sondern immer erst, nachdem sie aus den Vallendarer Schichten freigelegt sind. Ferner zeigen solche künstlichen Aufschlüsse, daß die Verkieselung der Sande nicht tief unter die Basaltdecke fortsetzt, sondern mehr oder weniger auf die Randzonen des Basaltplateaus beschränkt ist, während den Fuß des Plateaus die Braunkohlenquarzite als eluvialer Rückstand umkränzen. Man kann aus dieser Erscheinung ungefähr die untere Grenze rekonstruieren, bis zu der von der jungmiocänen Oberfläche aus die Verkieselung — also die Wirkung der lateritischen Oberflächenverwitterung — in die Tiefe vorgedrungen ist (vergl. Fig. 6)[1].

Figur 6.



Idealschnitt durch eine Lagerstätte von Tertiärquarziten im Westerwald.

Gr Grundgebirge, an der Oberfläche zersetzt
Va Vallendarer Schotter und Sande, z. T. durch Kieselsäure verkittet (primäre Lagerstätte der Braunkohlenquarzite)
Ba Basaltdecke
s Hornsteingänge und Äderchen in Ba
g Eluviale Braunkohlenquarzitlagerstätte (sog. Felsenmeer)
L Gehängelehm

[1]) Aus dem benachbarten Rheinischen Gebirge sind bereits zahlreiche Erscheinungen beschrieben, die sich vermutlich auf die gleiche Ursache (die jungtertiäre Lateritverwitterung) beziehen lassen. Laspeyres beispielsweise stellte fest, daß im Siebengebirge bald nach der Bildung der vulkanischen Produkte — unter dem Einfluß einer Verwitterung, die er allerdings irrtümlich als Kaoli-

Wir haben danach im Tertiär innerhalb des Rheinischen Gebirges und seiner Nachbargebiete zwei zeitlich getrennte und in ihren Wirkungen fast entgegengesetzt verlaufende Verwitterungserscheinungen (hervorgerufen offenbar durch verschiedene klimatische Bedingungen) zu unterscheiden; eine alttertiäre, vielleicht noch bis ins jüngere Mesozoicum hinabreichende eisenentziehende Kaolinverwitterung, die als Endprodukte die leuchtend weißen Tone und Quarzrelikte schuf, eine zweite, jungmiocäne, eisenbindende Lateritverwitterung, die Eisen- und Bauxitkrusten schuf, vor allem aber eine durch die vorübergehende Lösung der Kieselsäure bedingte Verkieselung der verschiedenartigsten Untergrundsgesteine. Die mittel- bis oberoligocänen Fluviatilbildungen, die Vallendarer Schichten, enthalten ausschließlich das aufgearbeitete Material der alttertiären Verwitterungskruste und sind selbst von der zweiten, obermiocänen Verwitterungsperiode mit betroffen worden; die unterpliocänen, fluviatilen Bildungen enthalten dagegen neben dem überwiegenden Material, das aus der Aufarbeitung der Vallendarer Schichten stammt, auch, und zwar als besonders charakteristisches Leitmaterial, die Verwitterungsprodukte der zweiten Periode. Daß

nisierung bezeichnet (50, S. 150, 174) — Kieselsäure oberflächlich in Lösung ging und im Untergrunde, teils auf Klüften, teils gleichmäßig in den lockeren Gesteinen, als Opal bezw. Chalcedon wieder ausgeschieden wurde. So entstanden aus normalen Trachyttuffen die verkieselten Tuffe und aus den quarzigen Liegendschichten die Braunkohlenquarzite (vergl. auch Bischof, Lehrb. d. chem. Geol. II, S. 1239, 2187). Auch Brauneisen- und Manganoxydkrusten wurden bei dieser Oberflächenverwitterung im Siebengebirge gebildet (50, S. 174). Zeitlich muß die Bildung dieser Verwitterung ungefähr mit der Bauxitbildung im Vogelsberg zusammenfallen. Am Niederrhein sind nach Fliegel nicht nur die Vallendarer Schotter und Sande, sondern auch die über der Braunkohlenformation liegenden mittelmiocänen Sande in ganz ähnlich unregelmäßiger Weise zu Quarziten verkittet (26, S. 18 und Fig. 2 und 3). Hier muß die Verkittung durch Kieselsäure also zwischen Mittelmiocän und Pliocän erfolgt sein, da letzteres bereits Quarzite aufgearbeitet enthält.

unter diesen auch zersetzter Basalt und gelegentlich Bauxitgerölle erscheinen, bedarf kaum besondererer Erwähnung[1]).

Damit wäre ein allgemein gültiger Anhaltspunkt für die Feststellung von pliocänen Schottern auch für die Teile des Gebirges gewonnen, in denen wir die Leitgeschiebe der Kieseloolithstufe nicht erwarten dürfen, speziell also an der Lahn. Bisher ist freilich von solchen Schottern noch wenig bekannt; sehr wahrscheinlich gehören hierher Schotterbestreuungen, die ich auf dem Plateau von Schauferts, Herolder und Katzenellenbogen fand; es handelt sich durchweg um verkieselte und stark mit Eisen durchtränkte Gerölle von devonischen Quarziten, Grauwacken und Tonschiefern; diluvial können sie schon wegen ihrer beträchtlichen Höhenlage über der Hauptterrasse nicht sein, noch weniger, wegen ihrer Ausbildung, zur Vallendarer Stufe gehören. Es scheint danach sich tatsächlich um pliocäne Flußablagerungen zu handeln, die zugleich beweisen würden, daß das Limburger Becken damals bereits nach dem Rhein über die Unterlahn hin entwässert wurde[2]).

Oberhalb des Limburger Beckens bis in die Gegend von Gießen sind mir ähnliche Gerölle nicht bekannt geworden. Entlang dem Ostrande des Gebirges scheint aber ein weiterer und recht bedeutender Pliocänlauf bestanden zu haben; denn die Diluvialterrasse daselbst ist reich an ganz gleichen, braunen, oft fast schokoladefarbenen, verkieselten Quarziten und Kieselschiefern, die

[1]) Die beiden hier geschilderten Verwitterungsarten der Tertiärzeit sind auch in den übrigen Teilen Mitteleuropas seit langem bekannt. Eine kurze Zusammenstellung hat Sremme (101) gegeben. Es fehlt aber noch an Angaben darüber, daß beide Verwitterungen altersverschiedene Erscheinungen sind, die nur unter ganz verschiedenen klimatischen Bedingungen sich gebildet haben können.

[2]) Erwähnt sei noch, daß am Westrande des Westerwaldes, abgesehen von echten Kieseloolithschottern (mit Juramaterial), wie bei Hillscheid (Taf. 12), häufig Quarzschotter in Erosionsrinnen auf Vallendarer Tonen und Basalttuffen auftreten, die ich wegen der darin enthaltenen polierten dunklen Kieselgerölle und Braunkohlenquarzitgerölle ebenfalls für pliocän ansprechen möchte. Dieselben werden bei Siershahn von scharfen, grauen Quarzsanden mit Lignitschmitzen überlagert (vergl. Fig. 3, S. 300), die demnach auch pliocän sein dürften und mit den pliocänen Sanden und Braunkohlen am Niederrhein in Vergleich zu stellen wären.

den älteren Tertiärbildungen daselbst ganz fehlen, aber auch nicht auf diluvial zerstörtes Devon bezogen werden können. SCHOTTLER hat diese Eigentümlichkeit der oberen Diluvialterrasse bereits hervorgehoben (89, S. 90); ich möchte aus der Natur dieser Gerölle den Schluß ziehen, daß es sich um aufgearbeitetes Material einer zum größten Teil wieder zerstörten Pliocänterrasse handelt. Es war daher besonders wertvoll, als mir Herr Dr. PAECKELMANN kürzlich Schottermaterial von einer Terrasse der Lahnberge (Exerzierplatz, Blatt Niederwalgern) zeigte, das geradezu als Typus von Pliocänschottern aus den obigen Überlegungen heraus angesehen werden kann. Das Material besteht durchweg aus bunten, grauen und braunen, verkieselten Geröllen, darunter neben paläozoischen Gesteinen, wie es scheint, auch verkieselte Triasgesteine. Diese Schotterfläche am Marburger Exerzierplatz zeigt bereits durch ihre Lagerung an, daß sie vordiluvial sein muß; sie liegt 160—165 m über der Lahn und mehr als 100 m über der vermutlich ältesten Diluvialterrasse daselbst, die ich auf die Rheinische Hauptterrasse bezogen habe (vergl. unten). Wahrscheinlich gehört der gleichen pliocänen Terrassenstufe auch eine auf Blatt Marburg von KAYSER erwähnte und für diluvial erklärte Terrasse an, die ebenfalls 100 m über der Lahn liegt und schon aus diesem Grunde auf keine der Diluvialterrassen bezogen werden kann.

Die mutmaßliche Existenz eines pliocänen Flußlaufes am Ostrande des Gebirges, der also einen Teil der heutigen oberen Lahn umfaßt haben würde, deutet darauf, daß hier am Ostrande des Gebirges, wie dies auch am Niederrhein der Fall war (vergl. FLIEGEL, 24, S. 92; 29, S. 429), mit dem Beginn des Pliocäns infolge von tektonischen Bewegungen eine erneute Belebung der Flußtätigkeit einsetzte, nachdem das Gebiet während des ganzen Miocäns im greisenhaften Stadium sich befunden (Süßwasserbecken des Vogelsberges und Westerwaldes), während der Jungmiocänzeit sogar unter dem Einfluß eines ariden Klimas gestanden hatte.

Die Belebung der Flußerosion scheint nur während der Oberpliocänzeit noch einmal kurz zum Stillstand gekommen zu sein (vergl. auch MORDZIOL, 62, S. 25; FLIEGEL, 24, S. 117); dann

setzte die Bewegung des Gebirges erneut ein, um wohl bis heute noch nicht ganz zum Stillstand gekommen zu sein. Den Rhythmus der diluvialen Hebungsphasen spiegeln uns die diluvialen Flußterrassen des Rheinstromsystems wieder, die ich im folgenden kurz schildern werde, soweit das Flußgebiet der Lahn in Betracht kommt.

Das Diluvium.

a) Die diluvialen Terrassen der Lahn.

Die Aufnahme der Lahnterrassen begann an der mittleren Lahn, oberhalb des Limburger Beckens; eingangs machte ich bereits auf die Schwierigkeiten aufmerksam, die sich einer Einordnung der an der mittleren Lahn ausgeschiedenen Terrassen in die Rheinterrassen bei Lahnstein am Südrande des Neuwieder Beckens entgegenstellten. Bei der Aufnahme der Blätter Wetzlar, Merenberg und Weilburg unterschied ich ursprünglich eine Hoch-, eine Mittel- und eine Niederterrasse; ihre Unterkanten liegen bei Wetzlar in den Höhen 205, bezw. 165, bezw. 155 m über NN., d. h. 50, bezw. 20, bezw. 10 m über dem heutigen Talboden. Im Verlaufe der Aufnahme ergab sich dann die Notwendigkeit, unter der Hochterrasse noch eine örtlich und zwar an den Beckenrändern entwickelte Stufe als Unterstufe der Hochterrasse auszuscheiden, und endlich unterhalb Weilburg eine scheinbar ganz selbständige Terrasse, die ich wegen ihrer flächenhaften Verbreitung im Limburger Becken als Limburger Hauptterrasse bezeichnete (4, S. 450).

Die gleiche Dreiteilung, wie ich sie ursprünglich für die durchlaufenden Terrassen an der unteren Mittellahn annahm, hat auch Schottler auf den von ihm bearbeiteten Blättern Gießen und Allendorf (89, 90) durchgeführt. Auf mehreren gemeinsamen Exkursionen stellten wir die Kontinuität der Terrassen zwischen den Gebieten oberhalb Gießen und unterhalb Gießen fest, kamen aber damals noch zu der Ansicht, daß die Hochterrasse zwischen Wetzlar und Weilburg (bei 200—210 m, örtlich sogar 214 m über NN.) oberhalb Gießen keine Fortsetzung finde, daß vielmehr

die Hochterrasse oberhalb Gießen (180 m über NN.) der unterhalb Gießen entwickelten Unterstufe entspreche, die zwischen dem Gebirgsrand und Weilburg ebenfalls in ungefähr 180—175 m Höhe liegt. Inzwischen bin ich aber von dieser Annahme wieder abgekommen, nachdem ich mich überzeugt habe, daß die 180 m-Terrasse unterhalb Gießen nur als eine örtlich entwickelte Unterstufe der Hochterrasse gelten kann; nach der jetzigen Auffassung entspricht die 180 m-Terrasse oberhalb Gießen zeitlich sowohl der Wetzlarer Hochterrasse (205 m über NN.) wie ihrer Unterstufe (175—180 m über NN.), was ich unten näher zu begründen versuchen werde.

Auch E. Kayser hat auf den mit Unterstützung von W. Paeckelmann soeben abgeschlossenen Blättern Niederwalgern und Marburg im Anschluß an das Schottler'sche Aufnahmegebiet die Dreiteilung der Diluvialterrassen durchgeführt. Daneben wird allerdings noch eine etwa 70—100 m über der Hochterrasse gelegene Schotterdecke zum Diluvium gestellt; doch vermute ich, daß es sich hier um Reste einer Pliocänterrasse handelt, insonderheit bei dem Vorkommen am Exerzierplatz auf Blatt Niederwalgern (vergl. S. 331).

War somit eine durchlaufende Gliederung der Terrassen an der mittleren Lahn bis an das Limburger Becken gewonnen, so wollte es doch nicht gelingen, die unterschiedenen Stufen mit den Rheinterrassen in Verbindung zu bringen. Um das zu erläutern, sei zunächst ein kurzer Überblick über die Terrassengliederung am Mittelrhein und an der Mosel vorausgeschickt, wie sie an der Mosel namentlich von Leppla (51), am Rhein und an der unteren Mosel von Erich Kaiser und seinen Schülern Mordziol (58) und Borgstätte (14) durchgeführt ist.

Philippson (76) hat bereits die überragende Bedeutung der höchsten[1]) diluvialen Rheinterrasse gegenüber den jüngeren Terrassen dadurch zum Ausdruck gebracht, daß er ihr den Namen

[1]) Äquivalente der von P. G. Krause am Niederrhein zuerst festgestellten ältesten Diluvialterrasse sind im Innern des Gebirges bisher mit Sicherheit noch nicht nachgewiesen.

Hauptterrasse gab[2]). Sie bildet eine nur wenig in das pliocäne Hochtal (Kieseloolithstufe) eingesenkte Hochfläche, in die der Rhein und seine Nebenflüsse innerhalb des Gebirges sich nahezu kontinuierlich vom ältesten Diluvium bis heute ihre cañonartigen Talrinnen eingeschnitten haben. Nur in den Beckenregionen, so im Neuwieder Becken und am Südausgang der Niederrheinischen Bucht gelangen auch die jüngeren Terrassenstufen zu größerer Bedeutung, während sie im eigentlichen Engtal nur stückweise als unzusammenhängende Reste sich zeigen; sie sind hier in der Regel nur den flachen Berglehnen auf der Konkavseite der großen Flußschlingen stufenförmig aufgesetzt und bilden gelegentlich, bei der deutlichen Neigung der Schotterbasis, eine scheinbar kontinuierliche Schotterbestreuung von der Hauptterrasse herab bis zum heutigen Talboden.

Kaiser hat für die höchste Diluvialterrasse wegen ihrer morphologischen Bedeutung den Namen Hauptterrasse beibehalten. Zwischen Südrand der Niederrheinischen Bucht und Andernach als einheitliche Terrasse entwickelt, teilt sie sich im Neuwieder Becken in zwei Stufen, die Mordziol (58, S. 383) als Hauptterrasse und Ehrenbreitsteiner Stufe der Hauptterrasse bezeichnet hat. Eine weitere Gabelung der Hauptterrasse tritt oberhalb Coblenz, sowohl rheinaufwärts wie auch moselaufwärts ein; an der unteren Mosel unterscheidet Borgstätte (14, S. 23 ff.) vier Stufen, die flußaufwärts deutlich divergieren und sich kulissenförmig ablösen; während die tiefste Stufe bei Coblenz entsprechend der Ehrenbreitsteiner Stufe bei 162—165 m liegt, steigt die oberste Stufe moselaufwärts bei Kond bis auf 310 m an. Diese Zwischenstufen der Hauptterrasse entsprechen der Leppla'schen oberen Terrassengruppe an der mittleren Mosel. Auch rheinaufwärts von Coblenz zeigt die Hauptterrasse eine weitere Gabelung (Oestreich, 71 (1909) S. 59—60).

[2]) Eine ähnliche Bezeichnung (Diluviale Hauptterrasse) wählte bereits E. Kayser für die Hauptterrasse in der Umgebung von Coblenz (39, Bl. Coblenz, S. 20).

Auf die Hauptterrasse bezw. deren unterste Stufe folgen im Neuwieder Becken vier Terrassenstufen, von denen namentlich drei deutlich hervortreten und durch das Neuwieder Becken zu verfolgen sind; es ist die Kaiser'sche Gruppe der Mittelterrassen (vergl. Mordziol, 58, S. 383). Die Unterkanten der vier Terrassen liegen nach Mordziol auf der Ostseite des Neuwieder Beckens bei 140, bezw. 120, bezw. 100—95, bezw. 75—70 m über NN.

Darunter folgt sodann, meist etwa 5 m über der heutigen Erosionsrinne des Flußlaufes, die zum Alluvium gestellt wird, die Oberkante der sog. Niederterrasse. Von den höheren Terrassen ist sie dadurch geschieden, daß sie von primärem Löß nicht mehr bedeckt wird; gleichwohl wurde sie entgegen der älteren Anschauung (vergl. Dechen, 18, S. 814 ff. und Kayser, 39, Blatt Coblenz) neuerdings von Kaiser und Fliegel am Niederrhein, von Mordziol im Neuwieder Becken ins Diluvium gestellt, hier namentlich deswegen, weil der Bimssteinsand des Laacher Seegebietes noch auf der Niederterrasse ruht, der letzte Ausbruch des Laacher Sees also im Alluvium stattgefunden haben müßte, falls die Niederterrasse dem Alluvium zugestellt wird. Wunstorf ist indessen letzthin (104, S. 339 ff.) auf die ältere Auffassung vom postglazialen Alter der Niederterrasse wieder zurückgekommen, sodaß vorläufig noch keine bestimmte Entscheidung über ihre Altersstellung erzielt worden ist.

Am Niederrhein kennt man außer der lößfreien Niederterrasse, in die das Alluvium als Erosionsrinne eingegraben ist, nur eine unterste Mittelterrasse, die als gleichaltrig mit der untersten Mittelterrasse bei Coblenz angesehen wird, und eine obere Mittelterrasse, die Steinmann als Hochterrasse bezeichnet hat, weil sie nach seiner Ansicht das Äquivalent der Oberrheinischen Hochterrasse bildet (93, S. 7); sie wird nämlich am Rodderberge von zwei verschiedenen Lößstufen bedeckt, dem sog. Älteren und Jüngeren Löß, während die folgende, tiefere Mittelterrassenstufe nur noch vom Jüngeren Löß überdeckt ist, demnach also jünger wäre als der Ältere Löß. Mordziol stellt dieser Hochterrasse, die

bei Bonn in 96 m Höhe liegt, letzthin (68, S. 75) seine 2. Mittelterrasse des Neuwieder Beckens gleich (120 m Terrasse) und faßt die 3. Mittelterrasse als Pfaffendorfer Stufe der Hochterrasse mit dieser zusammen; die 4. Mittelterrasse wird danach als Äquivalent der unteren Mittelterrasse am Niederrhein angesehen. Da sich diese Gleichstellung nicht auf die Trennung eines älteren und jüngeren Lösses bezieht[1]), eine Parallelisierung lediglich nach der Höhenlage andererseits wohl nicht angängig ist, da in dem Zwischenstück zwischen Andernacher Pforte und Bonn die Verfolgung der Mittelterrassenstufen nicht mit Sicherheit möglich ist, so bleibt es zum mindesten fraglich, ob die in den verschiedenen Talstrecken mit einander in Parallele gebrachten Terrassen auch wirklich ursächlich in Zusammenhang stehen, d. h. ein und derselben Ursache ihre Aufschüttung verdanken. Die nebenstehende Übersicht gibt eine Zusammenstellung der Terrassengliederungen im Mittelrheingebiete und ihre bisherigen Parallelisierungen; ich habe in der Tabelle auch die Lahnterrassen, so wie ich sie jetzt einteile, in das Schema eingeordnet, will dabei aber ausdrücklich bemerken, daß ich einen zeitlichen und ursächlichen Zusammenhang nur für die Hauptterrasse im ganzen Gebirge als erwiesen ansehe, für die tieferen Terrassenstufen fehlt ein solcher allem Anschein nach; sie sind, wenigstens an der Lahn, mehr durch örtlich wirkende Ursachen (tektonische Bewegungen) bedingt, die nicht einmal für das ganze Lahngebiet, viel weniger also für das übrige Stromgebiet des Rheines Bedeutung gehabt haben.

[1]) Mordziol ist vielmehr, ebenso wie Rauff (78) u. a. der Ansicht, daß die Bildung sowohl des Älteren wie des Jüngeren Lösses in die Zeit zwischen U.-M.-Terrasse und Niederterrasse fällt (68, S. 37). — Auch Wunstorf hat den Steinmann'schen Gliederungsversuch angezweifelt. Er stellte am Niederrhein einen ältesten Löß (älterer Löß bei ihm) auf der Hauptterrasse fest, der sich zwischen der Hauptterrasse und der Niederrheinischen Hochterrasse gebildet haben muß, ferner einen zweigliedrigen jüngeren Löß bis herab zur unteren Mittelterrasse, der also dem Älteren und Jüngeren Löß Steinmann's und Mordziol's zusammen entsprechen würde. Daraus schließt er, daß wahrscheinlich die Niederrheinische Hauptterrasse mit der Oberrheinischen Hochterrasse gleichzustellen sei (104, S. 324, 325).

Übersicht der Terrassen-Gliederungen am Rhein, an der Mosel und Lahn.

Mittlere Mosel nach Leppla 1911	Untere Mosel nach Borgstätte 1910	Neuwieder Becken Mordziol 1908	Niederrhein nach Fliegel, Steinmann, Krause usw.	Mittelrhein nach Mordziol 1914	Lahn 1914
Unterpliocäne Kieseloolithstufe	Unterpliocäne Kieseloolithstufe	Unterpliocäne Kieseloolithstufe	Unterpliocäne Kieseloolithstufe	Unterpliocäne Kieseloolithstufe	Vermutl. pliocäne Terrassenreste an d. Oberen Mittellahn
Obere Terrassengruppe	1. Bruttig Treiser 2. Maifelder 3. Winninger 4. Ehrenbreitsteiner } Stufe der Hauptterrasse	Hauptterrasse und Ehrenbreitsteiner Stufe der Hauptterrasse	Älteste Diluvialschotter Krause's Hauptterrasse Ältester Löß am Niederrhein nach Wunstorf	Hauptterrasse und Ehrenbreitsteiner Stufe der Hauptterrasse	Hauptterrasse und örtlich Unterstufe der Hauptterrasse
Mittlere Terrassengruppe	1. 2. 3. 4. } Mittelterrasse	1. 2. 3. 4. } Mittelterrasse	Hochterrasse Älterer Löß nach Steinmann Untere Mittelterrasse	1. 2. } Hochterrasse 3. Pfaffendorf. Stufe der Hochterrasse 4. Untere Mittelterrasse	Obere Mittelterrasse (Limburger Hauptterrasse) Untere Mittelterrasse (an der Mittl. Lahn bisher als Niederterrasse bezeichnet)
Löß	Löß	Löß	Jüngerer Löß nach Steinmann	Älterer u. Jüngerer Löß	Löß
Niederterrasse	Niederterrasse Bimssteinsand	Niederterrasse Bimssteinsand	Niederterrasse	Niederterrasse Bimssteinsand	Alluvium. Ebener Talboden der Lahn (entspr. der Rhein. Niederterrasse) mit örtlich entwickelten jüngeren Erosionsrinnen.
Alluvialer Talboden	Alluvium	Alluvium	Alluvialer Talboden (nach Wunstorf mit d. Niederterrasse zus. zum Alluvium)	Alluvium	

Die Hochterrassen.

Eine Einordnung der Terrassen an der mittleren Lahn, zwischen Gießen und Weilburg, in die Gliederung der Rheinischen Terrassen stieß anfangs vor allem deswegen auf Schwierigkeiten, weil an der Lahn ein Äquivalent der Rheinischen Hauptterrasse allem Anschein nach fehlte. Denn die höchste Lahn-Terrasse bei Gießen liegt in 180 m Meereshöhe, während die Hauptterrasse an der Rheinmündung bei Lahnstein ebenfalls bei 180 m Höhe auftritt; heute überwindet aber der Fluß diese etwa 100 km lange Strecke mit einem Gefälle von annähernd 100 m. Hinzu kam noch, daß die höchste Terrasse zwischen Weilburg und Gießen Gefälle nach O. zu besitzen schien; denn einzelne Reste derselben liegen bei Weilburg mit ihrer Unterkante bei 210—214 m, in der Umgebung von Wetzlar liegt die Unterkante bei 205 m, bei Kinzenbach kurz vor dem Gebirgsrande bei 200 m und endlich jenseits der Randbrüche bei Gießen bei 180 m; es ließ sich daraus der Eindruck gewinnen, als ob noch zur ältesten Diluvialzeit die obere und mittlere Lahn bis in die Gegend von Weilburg ein selbständiges nach O. und S. zur Wetterau abfließendes Stromsystem gebildet habe; bestärkt wurde diese Vermutung, wie ich einleitend schon bemerkte, durch die eigenartige Gliederung des Flußnetzes, das noch in seiner heutigen Gestalt eine alte Wasserscheide in der Gegend von Weilburg vermuten läßt. Inzwischen bin ich indessen zu der Überzeugung gelangt, daß diese Wasserscheide vielleicht noch zur Pliocänzeit bestanden hat (vergl. oben), während der ältesten Diluvialzeit aber bereits eine Anzapfung des oberen Lahnflußsystems durch den alten Unterlahnlauf in der Gegend von Weilburg stattgefunden haben muß; denn die Hochterrasse bei Gießen und Wetzlar ist trotz der ungewöhnlichen Gefällverhältnisse als ein Äquivalent der Rheinischen Hauptterrasse anzusehen; ihre heutige Lage ist lediglich das Produkt starker tektonischer Verbiegungen.

Gelegentlich von Begehungen an der unteren Lahn westlich des Limburger Beckens zeigte sich zunächst, daß von hier lahnabwärts eine Parallelität mit den Rheintalterrassen vorhanden

ist. Die höchste Diluvialterrasse, die auch schon morphologisch durchaus den Charakter der Rheinischen Hauptterrasse besitzt, da sich das Engtal der unteren Lahn nahezu kontinuierlich in die Hauptterrassenfläche eingesenkt hat, setzt ganz unvermittelt am Westrande des Limburger Beckens (Diezer Pforte) ein; ihre Unterkante liegt anfangs bei 200 m, steigt dann am Diezer Exerzierplatz auf 205 m (es ist also eine kleine Verbiegung am Beckenrande festzustellen), um weiterhin auf dem Plateau von Cramberg wieder auf 200 m zu sinken. Die Hochfläche von Cramberg (Taf. 16) wurde von der Lahn der Hauptterrasse noch ganz bedeckt, die große Flußschlinge hat sich also erst in der jüngeren Diluvialzeit gebildet. Weiter lahnabwärts scheint auch das Tal der Hauptterrasse bis über Nassau hinaus geringe Breite besessen zu haben; denn nur geringe Reste sind auf dieser Strecke, auf der die Unterkante allmählich auf 195 m herabgeht, von ihr erhalten (vergl. Übersichtskarte Taf. 18). Erst in der Umgebung von Ems erlangt sie wieder beträchtliche Verbreitung (Wintersberg, Ehrlich, Weißenstein); die Unterkante liegt hier in der Nähe des Lahntales bei 190 m. Große flächenhafte Verbreitung besitzt die Hauptterrasse dann unterhalb Nievern auf der linken Talseite (Eichenstück und Biebricher Kopf bei Friedrichsegen, Feldberg bei Niederlahnstein). Der Fluß scheint also zur Hauptterrassenzeit zwei große flächenhafte Verbreiterungen besessen zu haben, von denen die eine nach dem Limburger Becken hinweist, die andere nach der Einmündung in den oberen Teil des Neuwieder Beckens. Zwischen diesen beiden breiten Talzonen ist auch das Hauptterrassental der Unterlahn schon verhältnismäßig schmal gewesen.

Innerhalb des Limburger Beckens, also vor dem Eintritt der Lahn in das Engtal bei Diez, fehlt, wie es scheint, ein Äquivalent der Hauptterrasse vollkommen, erst weit oberhalb des Beckens tritt in dem Engtal der Lahn zwischen Weilburg und Aumenau eine Terrassenstufe in größerer flächenhafter Verbreitung auf, deren Unterkante bei Falkenbach in 195 m Höhe liegt, am Wittekindstollen gegenüber Gräveneck bei 200 m. Auf der rechten

Talseite liegt die Terrassenfläche hier durchschnittlich etwas höher als auf der linken, auch ist das Gefälle im einzelnen (vergl. das Längenprofil Taf. 17) sehr unregelmäßig, was offenbar durch jüngere tektonische Verbiegungen zu erklären ist. Solche tektonischen Störungen sind wohl auch der Grund, daß die höchste Terrasse der Lahn bei Falkenbach dort plötzlich verschwindet, wo die Tertiärscholle des Steinigten Kopfes nahe der Lahn bis unter das Niveau der Hochterrasse abgesunken ist. Eine Reihe von jungen Verwerfungen haben sich in diesem Gebiete auch im alten Gebirge festlegen lassen; ihre nordsüdliche Richtung deutet an, daß das nordsüdlich verlaufende Engtal zwischen Kirschhofen und Aumenau tektonisch angelegt ist; es sind die nördlichsten Ausläufer der Störungen, die den Ostrand des Limburger Beckens begleiten; das Engtal der Lahn auf der genannten Strecke fällt ziemlich genau in die nördliche Verlängerung der Grenzlinie, an der die Vallendarer Schichten des Beckens gegen das alte Gebirge des östlichen Beckenrandes abschneiden (vergl. Übersichtskarte Taf. 18).

Oberhalb Kirschhofen steigt die oberste Terrasse bei Weilburg rasch bis auf 210 m an und liegt am Rande des Löhnberger Beckens sogar bei 214 m. Geht aus dem Verhalten der Hochterrasse auf dieser Strecke deutlich hervor, daß sie tektonische Störungen erlitten hat, so ist es durchaus verständlich, daß sie im Limburger Becken, dem relativ gesunkenen Teile, bis auf wenige fragliche Reste (nördlich von Arfurt) an den Beckenrändern verschwunden ist; sie ist relativ mitgesunken und dabei von jüngeren Terrassenaufschüttungen aufgenommen worden; kleine Reste einer Terrasse, deren Unterkante bei 175—180 m innerhalb des Limburger Beckens (z. B. Geiersberg) aus der daselbst weit verbreiteten Mittelterrasse aufragen, halte ich für die letzten Reste der Hochterrasse der mittleren Lahn, die bei Falkenbach verschwindet, zumal diese Reste unter Berücksichtigung eines natürlichen Gefälles sehr wohl als Fortsetzung der Hochterrasse lahnaufwärts angesehen werden können. Die Annahme aber, daß diese damit bis in das Limburger Becken verfolgte Hochterrasse

mit der unmittelbar benachbarten, am Westrande des Beckens einsetzenden Hauptterrasse gleichzustellen ist, obwohl zwischen ihnen ein Höhenunterschied von nahezu 25 m liegt, gründe ich auf die folgenden Tatsachen: die Hauptterrasse der Unterlahn führt in großer Menge und oft recht grobes Geröllmaterial von Buntsandstein, der nur dem Ostrande des Gebirges entstammen kann, woraus folgt, daß die Lahn sicher zur Zeit der Hauptterrasse bereits von O., von Gießen, über das Gebirge nach W. geflossen ist; da es andererseits bei der großen morphologischen Bedeutung der Hauptterrasse ausgeschlossen erscheinen muß, daß sich von ihr oberhalb des Limburger Beckens keinerlei Reste erhalten haben sollten, so läßt sich schon daraus schließen, daß an der mittleren Lahn jedesmal die höchste Diluvialterrasse als das Äquivalent der Hauptterrasse anzusehen ist. Demnach müßte also am Westrande des Limburger Beckens eine Verbiegung der Hauptterrasse um nahezu 25 m seit ihrer Ablagerung stattgefunden haben, und zwar gerade an der Stelle, wo an großen tektonischen Linien das Oligocän seit der Tertiärzeit bis heute um 160—180 m abgesunken ist. Die Verbiegung hat in einer relativen Senkung der Terrasse innerhalb des Beckens, oder wie wir wohl richtiger sagen müssen, in einer stärkeren Heraushebung des Gebirgsteiles unterhalb des Beckens gegenüber dem oberhalb des Beckens um den absoluten Betrag von etwa 25 m seit der Aufschüttung der Hauptterrasse ihren Grund.

Man könnte trotz der oben angegebenen Argumente Zweifel hegen an der Richtigkeit der Identifizierung der Hochterrasse der mittleren Lahn (Limburger 175 m-Terrasse) mit der flußabwärts folgenden 25 m höher liegenden Hauptterrasse und beide für selbständige einander folgende Stufen halten; eine wesentliche Stütze wird aber die obige Annahme finden, wenn sich dieselbe Verbiegung an der höchsten Terrasse auch an den anderen Beckenregionen, am Löhnberger Becken und bei Gießen wiederholt, und wenn außerdem auch die jüngeren Lahnterrassen, je jünger um so weniger, an den gleichen Stellen eine Verbiegung zeigen. Dies ist in der Tat der Fall.

Verfolgen wir zunächst die Hochterrasse weiter lahnaufwärts; am Südrande des Löhnberger Beckens liegt ihre Unterkante bei 210 m, örtlich sogar bei 214 m. Oberhalb Löhnberg, also in der durch die Tertiärverwerfungen beeinflußten Beckenregion fehlt eine Fortsetzung in dieser Höhe; hier setzt die höchste Terrasse erst in 200 m Höhe ein und läßt sich, langsam und gleichmäßig ansteigend, über Leun (203 m), Oberbiel, Wetzlar (204—205 m) bis hart an den Gebirgsrand verfolgen; hier stellen sich wieder Unregelmäßigkeiten ein, da die Unterkante bei Kinzenbach in 200 m Höhe liegt, weiter nördlich bei Vetzberg aber um 10 m höher. Mit dem Abbruch des Gebirges verschwindet auch die 200 m-Terrasse wieder; in dem abgesunkenen Tertiärgebiet zwischen Gießen und Wiesek liegt die Hochterrasse bei 180 m, um allerdings flußaufwärts über Staufenberg (195 m), Niederwalgern (200 m) bis Marburg (210 m) rasch wieder anzusteigen. Mag die auffällige Tiefe der Unterkante bei Gießen z. T. auch wohl in der tieferen Ausräumung des lockeren tertiären Untergrundes durch den Fluß der Hochterrasse begründet sein, sicher spiegeln sich in der Differenz der Unterkante (von 180 m bei Gießen und 205 m bei Dorlar und Wetzlar) der Hochterrasse am Gebirgsrande, ebenso wie am Südrande des Löhnberger Beckens und am Ausgange des Limburger Beckens in der Hauptsache die tektonischen Bewegungen wider, die jedesmal an den flußabwärts gelegenen Beckenrändern seit der Bildung der ältesten Diluvialterrasse sich vollzogen haben. Im Lahntale oberhalb Gießen ist dies auch daran deutlich zu erkennen, daß die Hochterrassenreste auf der rechten Talseite, die z. T. noch dem Gebirge selbst aufruhen, durchschnittlich 10 m höher liegen als die entsprechenden Terrassenreste auf der linken Talseite, also innerhalb des tertiären Senkungsgebietes (vergl. das Profil Taf. 17). Bei Gießen (auf der Terrassenfläche von Wiesek) hat sich übrigens auch die sonst wohl recht seltene Gelegenheit geboten, echte Verwerfungen zu beobachten, an denen die Hochterrasse gegen Tertiär um den Betrag einiger Meter abgesunken ist (89, S. 92).

Hiernach besitzt also die oberste Diluvialterrasse auf der

Strecke von Marburg bis zur Mündung bei Lahnstein an drei Stellen (abgesehen von kleineren, nicht mit Sicherheit feststellbaren Punkten) deutliche Verbiegungen, am Ostrande des Gebirges bei Gießen, bei Löhnberg und an der Diezer Pforte; ihre Bildung ist offenbar nur so zu erklären, daß die jeweilig unterhalb eines Beckens folgenden Schollen des Gebirges stärker gehoben wurden als die oberhalb gelegenen Gebirgsteile; daneben haben alle zusammen eine gewisse Hebung erfahren, die die Lahn veranlaßte, im ganzen ihre Erosionsbasis seit der Zeit der Hochterrasse bis heute zu vertiefen. In Zahlen ausgedrückt würde das heißen, daß der Gebirgsteil unterhalb des Limburger Beckens eine relative Gesamthebung von rd. 100 m seit der Bildung der Hauptterrasse erlitten hat, der Schollenteil zwischen Limburger Becken und Löhnberg von etwa 80 m, vom Löhnberger Becken bis zum Gebirgsrand von etwa 60 m und endlich das östliche Randgebiet eine solche Hebung von nur 35—40 m; in Wirklichkeit ist natürlich auch der Hebungsvorgang in den einzelnen hier zusammengefaßten Schollenteilen wieder verschieden gewesen, besonders deutlich ausgeprägt ist die Differenz jedesmal an den unteren Beckenrändern, wie dies aus dem Längenprofil ohne weiteres hervorgeht. Wenn die Annahme eines solchen Bewegungsvorganges auf den ersten Blick schwierig ist, so erscheint es doch andererseits auch wieder natürlich, daß die einzelnen Gebirgsschollen, die seit der Tertiärzeit bereits längs großen Bruchzonen zerstückelt und insbesondere durch die tektonisch selbständigen Beckenregionen von einander mehr oder weniger losgelöst waren, sich nicht alle gleichmäßig und gleich stark gehoben haben, sondern je nach der Intensität der in den einzelnen Teilen des Gebirges wirkenden hebenden Kräfte ganz verschieden. Im Lahngebiete läßt sich nach obigem eine Zunahme der Hebungsintensität in den einzelnen Schollen vom östlichen Gebirgsrande nach dem Rheine, also nach dem Innern des Gebirges zu, verfolgen; das Verhalten der Hauptterrassenstufen an der Mosel zeigt, daß diese Gesetzmäßigkeit sogar noch weiter westlich gilt; denn an der mittleren Mosel muß das Gebirge — immer unter der Voraussetzung, daß das Tal der Hauptterrasse in ungefähr

der gleichen absoluten Höhenlage, wie das heutige Flußtal, sich befand — sogar über 200 m absolut seit jener Zeit aufgestiegen sein. Die Lage der Hauptterrasse über dem heutigen Flußtal spiegelt uns mit anderen Worten die verwickelten Hebungsvorgänge wider, die sich seit der älteren Diluvialzeit im Gebirge abgespielt haben.

Die Annahme eines Bewegungsvorganges, wie er im vorgehenden geschildert ist, wird wesentlich gestützt durch die Entwicklung und Verbreitung der jüngeren Lahnterrassen, insbesondere der sog. Unterstufe der Hauptterrasse, die sowohl am Gebirgsrande bei Gießen, wie auch vom Löhnberger Becken abwärts und vor allem westlich des Limburger Beckens die Hauptterrasse in 15—20 m Abstand begleitet; diese Unterstufe besitzt nicht die durchlaufende und allgemeine Verbreitung der Hauptterrasse, sondern ist in sehr auffälliger Weise abhängig von den unteren Beckenrändern, an denen, wie wir eben sahen, die Hauptdifferenz in der Hebung zwischen den unteren Schollenteilen und den flußaufwärts gelegenen vorhanden ist. Sowohl am Gebirgsrande bei Gießen wie am Westrande des Limburger Beckens setzt die Zwischenstufe in großer Breite, morphologisch sogar mehr ausgeprägt als die Hauptterrasse selbst, ein; flußabwärts verliert sie sich jedoch sehr bald und ist dann, wie auf dem Plateau von Cramberg und unterhalb Wetzlar, von der Hauptterrasse kaum noch durch eine deutliche Stufe getrennt; flußaufwärts dagegen fehlt sie in beiden Fällen ganz. Ähnlich verhält sich die Unterstufe, wenn auch nicht so scharf auf den unteren Beckenrand beschränkt, im Löhnberger Becken.

Die Erklärung für dieses eigenartige Verhalten der Zwischenstufe kann offenbar nur darin gesehen werden, daß sie eine plötzlich einsetzende Gabelung der Hauptterrasse an den jeweils stärker gehobenen Beckenrändern darstellt. Nach Ablagerung der Hauptterrasse begann an der Diezer Pforte bezw. am Gebirgsrande bei Gießen die stärkere Heraushebung des westlichen Gebirgsteiles; die Lahn durchschnitt den aufsteigenden Teil durch Tiefenerosion, doch hielt diese Erosion nicht mit der entstehenden Schwelle

Schritt, so daß der Fluß gezwungen war, oberhalb der Schwelle, also im relativ stehengebliebenen Schollenteile, weiter aufzuschütten; nachdem die Aufwärtsbewegung im unteren Schollenteil zur zeitweiligen Ruhe gekommen war — sowohl bei Gießen wie bei Diez etwa 20 m unter der Hauptterrasse —, begann auch im gehobenen Teil die Seitenerosion und dann die Terrassenaufschüttung, die während der ganzen Zeit im oberen Schollenteil nicht zum Stillstand gekommen war. Es entspricht also die Hauptterrasse oberhalb Gießen zeitlich der Hauptterrasse und der Unterstufe am Gebirgsrande (bei Kinzenbach und Klein-Linden), ebenso die im Limburger Becken ursprünglich noch vorhanden gewesene Hauptterrasse der Hauptterrasse und Unterstufe unterhalb der Diezer Pforte. Die Unterstufe bildet in ihrer Verbreitung und Abhängigkeit von den unteren Beckenrändern einen weiteren Beweis für den oben geschilderten Bewegungsvorgang innerhalb des Gebirges. Wegen ihrer engen Beziehungen zur Hauptterrasse, die sich auch in einem deutlichen Parallelismus mit ihr gegenüber den jüngeren Terrassen äußern (vergl. Längenprofil Taf. 17), bezeichne ich sie als Unterstufe der Hauptterrasse.

Die Mittel- und Niederterrassen. Ich beginne mit der eigenartigen Terrasse, die das Limburger Becken (im engeren Sinne) morphologisch beherrscht; sie besitzt in der Umgebung von Limburg eine Breite von 5—6 km und ist von hier aus nicht nur lahnaufwärts weithin das Tal beherrschend zu verfolgen (Taf. 15), sondern reicht auch weit in die übrigen in das Becken einmündenden Nebentäler der Lahn, das Kerkerbach- und Elzbachtal im N., das Aartal und Emsbachtal im S. Ich habe diese Terrasse früher (4, S. 450) wegen ihrer morphologischen Bedeutung innerhalb des Limburger Beckens als Limburger Hauptterrasse bezeichnet; sie tritt dadurch noch besonders hervor, daß sich die Täler der Lahn und ihrer Nebenflüsse nahezu kontinuierlich von der genannten Terrassenfläche durch Erosion vertieft haben; nur im inneren Beckenteile sind auch zwischen der

Limburger Hauptterrasse und dem heutigen Talboden noch Terrassenaufschüttungen von größerer Bedeutung erfolgt.

Die auffällige, deltaartige Verbreitung der Terrassenfläche, die namentlich lahnabwärts von Aumenau sehr deutlich hervortritt (vergl. die Übersichtskarte Taf. 18), steht mit der eigenartigen Erscheinung im Zusammenhang, daß die Terrassenunterkante, obwohl sie von Odersbach bis Limburg fast kontinuierlich erhalten ist und keinerlei plötzliche Verbiegungen zeigt, auf dieser rd. 30 km langen Strecke nahezu kein Gefälle besitzt. Ich habe dies bereits (a. a. O., S. 451) damit zu erklären versucht, daß im Limburger Becken zur Zeit der Terrassenbildung ein Stausee bestanden haben müsse. Wenn es nun auch nicht erwiesen ist, daß hier vorübergehend ein Seebecken bestanden hat, denn typische Seeablagerungen fehlen der Terrasse, soweit mir bekannt ist, so bleibt es doch nach den Beobachtungen, die ich letzthin am Westrande des Limburger Beckens gemacht habe, sicher, daß ihre Bildung auf eine vom Westrande des Beckens ausgehende Stauwirkung zurückzuführen ist, die die Lahn und ihre Nebenflüsse oberhalb des Beckens lange Zeit verhinderte, durch Tiefenerosion ein normales Gefälle herzustellen, sie vielmehr zu breiter Seitenerosion und Aufschüttung großer Terrassenflächen auf horizontaler Basis zwang. Da unterhalb des Limburger Beckens jede Spur dieser Terrasse fehlt — die letzten Reste liegen am westlichen Beckenrande in 165 m Höhe, also etwa 5 m höher als auf der langen Strecke zwischen Odersbach und Diez —, so folgt daraus, daß zur Zeit der Aufschüttung der Limburger Hauptterrasse im Engtale der unteren Lahn ausschließlich Tiefenerosion geherrscht haben muß. Es ist unschwer zu erkennen, daß die Ursache des Staues die nach der Ablagerung der Hauptterrasse sich erneut am westlichen Beckenrande bildende Gebirgsschwelle gewesen sein muß, daß also die Aufschüttung der seeartig erweiterten Limburger 160 m-Terrasse sich in der Zeit vollzog, als die Hauptterrasse und ihre Unterstufe am westlichen Beckenrande fast bis zur heutigen Höhe aufstiegen. Eine geringe Bewegung scheint am Beckenrande auch noch nach der Ablagerung der 160 m-Ter-

rasse stattgefunden zu haben, wie ihre schwache Verbiegung an der Diezer Pforte zeigt; möglich wäre allerdings auch, daß der geringe Unterschied in der Unterkante (vergl. Längenprofil Taf. 17) in der tieferen Ausräumung der Flußbasis in den lockeren Tertiärschichten des Limburger Beckens ihren Grund hat.

Da an der unteren Lahn, wie erwähnt, Terrassenreste, die sich mit Sicherheit der Limburger 160 m-Terrasse gleichstellen ließen, fehlen, so ist natürlich auch nicht zu entscheiden, welcher der Mittelterrassen des Neuwieder Beckens die Limburger Terrasse etwa entsprechen mag. Das Fehlen dieser im Becken so deutlich ausgeprägten Terrassenstufe an der unteren Lahn, vor allem aber die eben dargelegte Ursache ihrer Bildung verbietet meiner Überzeugung nach auch, einen Zusammenhang anzunehmen; ursächlich kann ein solcher schon deswegen nicht bestanden haben, weil die Limburger 160 m-Terrasse ausschließlich abhängig von einer örtlichen Ursache, der Hebung des westlichen Limburger Beckenrandes ist, und weil zwischen der Limburger Terrassenaufschüttung und den vier Stufen von Mittelterrassen bei Lahnstein das Engtal der Unteren Lahn liegt, das im wesentlichen seit der Zeit der Hauptterrasse bis heute eine dauernde Phase von Tiefenerosion durchlaufen hat. Zieht man lediglich die relativen Höhenlagen in Betracht, ohne damit etwa eine Altersgleichheit oder gar eine ursächliche Verbindung mit andeuten zu wollen, so würde die Limburger 160 m-Terrasse etwa der 2. Mittelterrasse Mordziol's im Neuwieder Becken (58, S. 383) zu vergleichen sein, die neuerdings mit der Hochterrasse (68, S. 37) im Sinne Steinmann's gleichgestellt wird. Ich bezeichne diese Limburger 160 m-Terrasse im folgenden als Obere Mittelterrasse, da sich an der Lahn zwischen sie und die Aufschüttungsfläche, die am Rhein als Niederterrasse bezeichnet wird, noch eine zweite durchlaufende Stufe einschiebt, die danach als Untere Mittelterrasse zu bezeichnen wäre.

Die Obere Mittelterrasse läßt sich von Odersbach aufwärts, allerdings nur mit Unterbrechungen, bis an den Südrand des Löhnberger Beckens verfolgen, wo ihre Unterkante bei 163 m

liegt. Innerhalb des Löhnberger Beckens ist eine der Höhe entsprechende Terrasse nicht vorhanden. Eine im Becken und von hier ab auch flußaufwärts weit verbreitete Terrasse, die nach dem Abstande von der Unterstufe der Hauptterrasse etwa der Oberen Mittelterrasse entsprechen würde, liegt im Löhnberger Becken bei 155 m, also 8 m unter der Oberen Mittelterrasse bei Ahausen; sie läßt sich von hier mit normalem Ansteigen über Wetzlar (160 m), Dorlar (165 m) bis nach Kinzenbach (170 m) verfolgen. Oberhalb Gießen entspricht ihr die Terrassenfläche, die zwischen Krofdorf, Launsbach und Wismar bei 172—175 m liegt, ebenso die allerdings etwas tiefer liegende Stufe auf der linken Lahnseite bei Wiesek (170 m). Lahnaufwärts bei Staufenberg liegt dieselbe Stufe bei 175 m und endlich auf Blatt Niederwalgern bei 180—185 m, wobei sämtliche Zahlen auf die allein sicher festzustellende Unterkante bezogen sind.

Berücksichtigt man die deutliche Verbiegung der Hauptterrasse und ihrer Unterstufe am Südrande des Löhnberger Beckens, so erscheint es wahrscheinlich, daß die eben vom Löhnberger Becken bis Marburg verfolgte Terrasse, die Schottler und Kayser zwischen Gießen und Marburg — ebenso ich bei meinen bisherigen Aufnahmen lahnabwärts bis Löhnberg — als Mittelterrasse bezeichnet haben, der Oberen Mittelterrasse unterhalb des Löhnberger Beckens (Limburger Hauptterrasse) entspricht. Im Löhnberger Becken muß danach noch nach der Ablagerung der Oberen Mittelterrasse eine erhebliche Verbiegung der Terrassen stattgefunden haben, während am Westrande des Limburger Beckens nur noch geringe Spuren davon bemerkbar sind. Zu berücksichtigen ist freilich auch im Löhnberger Becken die Möglichkeit, daß der Fluß in den Beckenregionen, die durch weniger widerstandsfähige Schichten ausgezeichnet sind (Tertiär und tiefgründig zersetztes Devon, letzteres namentlich zwischen Löhnberg und Biskirchen), seine Erosionsrinne vor der Aufschüttung um einen geringen Betrag gegenüber der Ausgangspforte aus dem Becken übertieft haben mag. Doch dürfte diese Übertiefung wohl keinesfalls den Betrag von 4—5 m überstiegen haben; im wesentlichen äußert

sich die Ausräumung der weniger widerstandsfähigen Beckenregionen in einer weitgehenden Seitenerosion; durch sie wird auch vornehmlich der heutige morphologische Charakter der Beckenregionen bestimmt (Löhnberger Becken, Limburger Becken und vermutlich auch Neuwieder Becken).

Die zwischen der Oberen Mittelterrasse und der heutigen Talsohle der Lahn gelegenen Terrassenstufen treten im Gegensatz zu den älteren Stufen nur örtlich auf; zugleich bildet sich mehr und mehr der Zustand heraus, in dem sich der Flußlauf gegenwärtig noch befindet. Dies macht sich einmal daran bemerkbar, daß die Unteren Terrassenstufen einen deutlichen Parallelismus mit der heutigen Talsohle zeigen, während die oberen Stufen — infolge der nach W. zunehmenden Hebungsintensität des Gebirges — von Marburg bis zur Mündung bei Lahnstein deutlich von der heutigen Talsohle divergieren (vergl. Taf. 17). Außerdem zeigt sich, daß die örtliche Entwicklung der unteren Terrassen an die Flußteile gebunden ist, in denen der Talboden auch heute noch große flächenhafte Verbreitung besitzt und Flußaufschüttung zeigt. Die erste der beiden Erscheinungen ist offenbar darauf zurückzuführen, daß die tektonischen Bewegungen örtlicher Natur (also an den jeweiligen unteren Beckenrändern) seit der Zeit der Oberen Mittelterrasse bis auf einzelne Nachklänge zur Ruhe gekommen sind. In den Erosions- und Aufschüttungsstadien der unteren Terrassen spiegeln sich also in erster Linie Ursachen (Gebirgshebungen) wider, die allgemeine Verbreitung für das ganze Flußsystem gehabt haben müssen. Daß freilich die lokalen Ursachen (also die lokalen Bewegungsdifferenzen) selbst heute noch nicht ganz ausgeschaltet sind, das zeigt mit aller Deutlichkeit die gegenwärtige Tätigkeit des Flusses. Auf zwei Strecken, zwischen Marburg und dem Löhnberger Becken und ebenso von Runkel bis an den Westrand des Limburger Beckens, befindet sich der Fluß im Aufschüttungsstadium (die Talaufschüttung erreicht bei Wetzlar beispielsweise eine Mächtigkeit von über 15 m); auf zwei anderen Talstrecken, nämlich im Engtal von Löhnberg bis Aumenau (Taf. 14) und im Engtal von Diez bis

nahe zur Mündung (Taf. 16), befindet sich der Fluß im Erosionsstadium; die alten Schwellen an der Diezer Pforte und an der Löhnberger Pforte sind also noch heute nicht verschwunden, wenngleich sie an der Oberfläche des Talbodens selbst bei starker Profilüberhöhung kaum wahrnehmbar sind (vergl. Längenprofil Taf. 17). Es zeigt dies zugleich, wie ausschließlich die Tätigkeit des Flusses lediglich eine Funktion des durch die Gebirgsbewegung bedingten Gefälles ist, nicht aber eine Funktion anderer Erscheinungen, wie Klimaschwankung und Wasserführung. Die Breite der Alluvionen, also der Grad der Ausräumung (Seitenerosion), ist dagegen im wesentlichen bedingt durch die Widerstandsfähigkeit der Gesteine an den Talflanken; so verläuft die Lahn zwischen Gebirgsrand und Niederwalgern innerhalb des widerstandsfähigen Buntsandsteins in verhältnismäßig engem Tal; mit dem Eintritt in die lockeren Konglomerate des Oberen Zechsteins, namentlich aber mit dem Eintritt in das Tertiär erweitert sich das Tal beträchtlich; auch innerhalb des Gebirges von Gießen bis Wetzlar zeigt der Talboden noch beträchtliche Breite (in der Obercarbon-Grauwacke); erst mit dem Eintritt in das Devon verengt sich der Talboden, um dann im Löhnberger Becken abermals eine deutliche Verbreiterung zu zeigen, auf deren Ursache oben schon hingewiesen wurde. Die unteren Terrassen zeigen ganz ähnlich wie der heutige Talboden eine Abhängigkeit von diesen Zonen weniger widerstandsfähiger Gesteine.

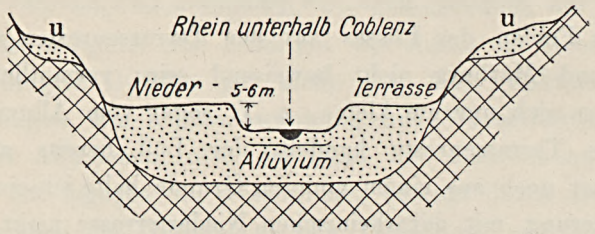
Von den Terrassenstufen unterhalb der Oberen Mittelterrasse besitzt nur eine Stufe allgemeinere Bedeutung; es ist die Terrasse, die von mir bisher zwischen Gießen und Weilburg als Niederterrasse bezeichnet wurde, weil sie die unterste Stufe über dem ebenen Talboden bildet; ihre Unterkante liegt etwa 4—6 m über dem ebenen Talboden, der von großen Hochwässern heute noch z. T. überschwemmt wird. Die gleiche Terrassenstufe wird auch von Schottler auf Blatt Gießen und Allendorf (89, 90) als Niederterrasse bezeichnet und ebenso von Kayser auf Blatt Niederwalgern und Marburg (41); während ich jedoch mit dieser Bezeichnung keineswegs eine Identität mit der Rheinischen Niederterrasse be-

sagen wollte, wird von SCHOTTLER (89, S. 93) und KAYSER unter Hinweis darauf, daß die von ihnen beobachteten Terrassenreste keine primäre Lößbedeckung führen, die sogen. Niederterrasse zwischen Marburg und Gießen als Äquivalent der Rheinischen Niederterrasse bezeichnet. Da indessen dieselbe Terrasse bei Niedergirmes (nördlich von Wetzlar) noch von primärem Löß bedeckt wird, so kann das Fehlen des Lösses auf den Terrassenresten zwischen Gießen und Marburg nicht beweisend sein; vermutlich dürfte hier, wo es sich nur um kleine, z. T. sogar vom Alluvium umschlossene Terrassenreste handelt, der Löß bereits abgespült sein. Aber noch aus einem anderen Grunde halte ich eine solche Parallelisierung mit der rheinischen Niederterrasse nicht für angängig. Die sogen. Niederterrasse zwischen Marburg, Gießen, Wetzlar und Weilburg liegt mit ihrer **Unterkante** 3—6 m über dem sogen. Alluvium (dem ebenen Talboden) und tatsächlich kommt das anstehende Gebirge an den meisten Stellen, so bei Lollar, Dorlar, Niedergirmes, Albshausen, Selters, zwischen ihr und dem Alluvium zum Vorschein. Am Rhein (Neuwieder Becken, Niederrhein) liegt dagegen die **Oberkante** der dort lößfreien Niederterrasse 3—8 m über dem Alluvium, das selbst nur eine Erosionsrinne innerhalb der mächtigen Niederterrasse darstellt; die Unterkante der Rheinischen Niederterrasse liegt also weit unter dem heutigen Talboden. Mit anderen Worten: die sog. Niederterrasse an der Oberen Mittellahn wird von dem heutigen Talboden durch eine Tiefenerosion (zwischen Gießen und Wetzlar mindestens 20 m) und eine nachfolgende mächtige Aufschüttung (dort etwa 15 m) getrennt, während am Niederrhein und im Neuwieder Becken — abgesehen von der Bimssteinaufschüttung — zwischen Niederterrasse und sogen. Alluvium lediglich die Bildung der 3—8 m tiefen heutigen Erosionsrinne des Rheines liegt (vergl. die beiden umstehenden Skizzen, Fig. 7). Daraus ist ohne weiteres ersichtlich,

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

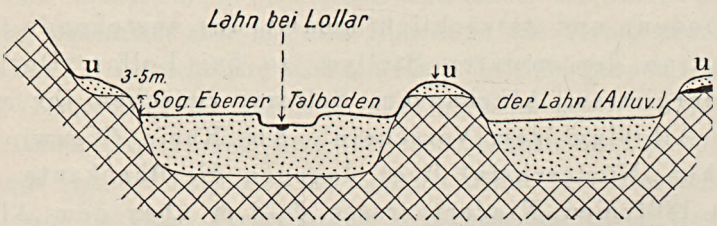
daß die sog. Niederterrasse Schottler's und Kayser's nur der untersten Mittelterrasse am Rhein entsprechen kann, die rheinische Niederterrasse dagegen im alluvialen Talboden der oberen Mittellahn zu suchen ist.

Figur 7a.



u = Untere Mittelterrasse im Neuwieder Becken.

Figur 7b.



u = Sog. Niederterrasse an der oberen Mittellahn.
(Nach Kayser und Schottler.)

Ich bezeichne die sog. Niederterrasse an der oberen Lahn daher von jetzt an, um einer Verwechselung mit der rheinischen Niederterrasse vorzubeugen, als Untere Mittelterrasse. Als Niederterrasse im rheinischen Sinne müßte streng genommen der ganze ebene Talboden von Marburg über Gießen bis Weilburg angesehen werden, als Alluvium nur die etwa vorhandene Erosionsrinne, die die Lahn in die letzte Flußaufschüttung eingegraben hat. Schottler hat solche Rinnen auch auf seinen Karten dargestellt; ob man aber berechtigt ist, lediglich diese oft recht unbedeutenden Erosionsrinnen allein dem Alluvium zuzustellen, die vorangegangene mächtige Talaufschüttung dagegen noch ins Diluvium, wie es am Rhein

geschieht, ist doch sehr fraglich; denn bei großen Hochwassern wird auch heute noch der ebene Talboden an der oberen Mittellahn — mit Ausnahme der seine Ränder überdeckenden Gehängelehmböschungen — unter Wasser gesetzt und erfährt daher noch heute eine wenn auch geringe Überschlickung. Durch die fortgesetzte Stromregulierung wird freilich sowohl der Hochwasserüberschwemmung wie auch der Erosionsrinnenbildung jetzt ein starker Riegel vorgeschoben. Oben wies ich bereits darauf hin, daß auch am Rheine die Altersstellung der Niederterrasse noch keineswegs entschieden ist, Fliegel schloß aus den Beobachtungen am Niederrhein, daß sie der jüngsten Eiszeit entspreche (105, 29); Wunstorf ist dagegen neuerdings wieder zu der alten auf der v. Dechen'schen Karte und ebenso von Kayser auf Bl. Coblenz dargestellten Annahme zurückgekommen, die Aufschüttung der Niederterrasse als postglazial zu bezeichnen, da Natur und Lagerung des jüngeren Lösses auf Beziehungen zur jüngsten Vereisung deuten (104, S. 339). Nimmt man an, daß der Jüngere Löß das Äquivalent der letzten Eiszeit, oder gar der Spätglazialzeit bildet, so muß allerdings die Niederterrasse, da zum mindesten ihre Aufschüttung nach der Bildung des Jüngeren Lösses erfolgte, postglazial sein. Es besteht also vorläufig kein Grund, in der mächtigen Aufschüttung des ebenen Talbodens an der oberen Mittellahn ein Äquivalent des jüngsten Diluviums zu sehen, ehe nicht das diluviale Alter der Niederterrasse am Rhein als sicher gelten kann. Das, was an der unteren Lahn als Niederterrasse vom Alluvium getrennt ist (oberhalb Weilburg ist eben die Niederterrasse im Alluvium enthalten), sind keine selbständigen Terrassenstufen, sondern kleine Erosionskanten in der jüngsten Flußaufschüttung, wie sie sich namentlich an den Konkavseiten der großen Flußschlingen einstellen. Daß solchen Terrassenstufen an den Flußschlingen keine durchlaufende Bedeutung zukommt, habe ich schon oben angedeutet: man kann also aus dem Vorkommen solcher Erosionskanten nicht den Schluß ziehen, daß vor der jetzigen Erosionsperiode an der unteren Lahn eine Aufschüttungsperiode geherrscht habe.

Die Ursachen der Terrassenbildungen.

Wenn ich dieser noch immer sehr heiß umstrittenen Frage hier einige Worte widme, so geschieht es, weil sich gerade aus der Natur und Entwicklung der Lahnterrassen, insbesondere der wichtigsten Terrassenstufen, einige Gesichtspunkte über die Ursachen der Terrassenbildung gewinnen lassen. Zu unterscheiden ist zunächst zwischen Ursachen von allgemeinerer Bedeutung und solchen ganz örtlicher Natur. Zu letzteren wäre der Mechanismus der Flußtätigkeit an den großen Flußschlingen zu zählen, der fortgesetzt, je nach dem Fortschreiten der Erosion an der Stoßseite, auf der Leeseite Terrassenstufen bildet. Der Fluß gleitet gewissermaßen auf der seine Konkavseite begleitenden Berglehne ab (Seitwärtsmäander Philippsons, 77) und übersät diese mit Schottern, zwischen denen deutliche Stufen oft gar nicht mehr zu bemerken sind; so ist beispielsweise an der großen Flußschlinge gegenüber Dehrn am Ostrande des Limburger Beckens eine kontinuierliche Schotterbestreuung von der oberen Mittelterrasse bis zum heutigen Talboden vorhanden; unterhalb der Diezer Pforte kann man ähnliche Schotterbestreuungen, in zahlreiche kleine Stufen aufgelöst, sogar von der Hauptterrasse bis zum heutigen Talboden verfolgen (z. B. am Auberg). Die Bildung der großen Flußschlingen ist hier durchweg erst nach der Aufschüttung der Hauptterrasse erfolgt und steht in deutlichem Zusammenhange mit der Einmündung von schmalen Seitentälern; wo solche Seitenzuflüsse das Plateau der Hauptterrasse zerschlitzten, trat eine Schwächung der Talflanken in dem Engtal ein, die der Fluß benutzte, um nach dieser Richtung besonders stark zu erodieren. Daneben sind auch Gesteinsunterschiede an der Modifizierung der Flußschlingen beteiligt (beispielsweise der Gailnauer Basalt an der Cramberger Flußschlinge).

Auf Ursachen ebenfalls rein örtlicher Natur ist die große flächenhafte Verbreitung der Terrassen in den sogenannten Beckenregionen zurückzuführen; sie beruht hier auf der stärkeren Seitenerosion des Flusses an den Talflanken, die durch die lockere Gesteinsbeschaffenheit bezw. die tiefgründige Zersetzung des alten Gebirges bedingt ist. Aus dem gleichen Grunde mag in diesen

Beckenregionen eine geringe Übertiefung des Flußbettes während der Periode der Erosion gegenüber der unteren Beckenpforte eingetreten sein.

Sehen wir von diesen rein örtlichen Erscheinungen ab, so bleiben die Ursachen für die größeren Erosions- und Aufschüttungsphasen zu prüfen. Hier steht offenbar die Hauptterrasse in gewissem Gegensatz zu allen jüngeren Terrassenstufen; denn nur sie besitzt eine allgemeine Verbreitung und gleichmäßige Entwicklung durch das ganze Lahngebiet; sie ist auch im übrigen mittelrheinischen Stromgebiet die einzige Terrasse, die mit Sicherheit überall als solche feststellbar ist. Alle übrigen Terrassen der Lahn, anfangend bereits mit der Unterstufe der Hauptterrasse, zeigen ihre Abhängigkeit von regionalen, nicht für das ganze Stromgebiet gültigen Ursachen, die Unterstufe der Hauptterrasse von der ungleichmäßigen Heraushebung der unteren Beckenränder, die obere Mittelterrasse von den Bewegungsvorgängen an der Diezer Pforte, und selbst die untere Mittelterrasse, die Niederterrasse bezw. der ebene Talboden der Lahn zeigen noch eine gewisse Abhängigkeit von den Beckenregionen bezw. den sie abschließenden Schwellen. Es ist hieraus ohne weiteres zu entnehmen, daß für die Tätigkeit des Flusses (Erosion oder Aufschüttung) während aller dieser Stufen nicht allgemeine Ursachen, wie etwa Klimaschwankungen, maßgebend gewesen sein können; denn dann könnte sich der Fluß nicht, wie es tatsächlich noch heute der Fall ist, in einzelnen Zonen in der Aufschüttungsphase, in anderen Zonen in der Erosionsphase befinden. Damit sollen natürlich Klimaschwankungen während der Diluvialzeit und ihr Einfluß auf die Wasserführung der Flüsse im Gebirge nicht geleugnet werden, nur erscheint es, wenn man lediglich die diluviale Entwicklung der Lahn und des anschließenden Rheingebiets in Betracht zieht, durchaus unwahrscheinlich, daß diese Schwankungen in der Wasserführung der Flüsse, wie von anderer Seite angenommen wird (Fliegel, 105, S. 149, 151, Siegert, 92, S. 7ff.), einen wesentlichen Einfluß auf die Art der Tätigkeit des Flusses gehabt haben können. Wahrscheinlicher ist es mir jedenfalls,

daß für die Flußtätigkeit lediglich die Gefällverhältnisse in Frage kommen. Besitzt der Fluß überschüssiges Gefälle, ist also die Flußkurve noch nicht ausgeglichen, so wird er stets erodieren, einerlei ob er viel oder wenig Wasser führt; abhängig von der Wassermenge ist wohl nur die Schnelligkeit, mit der die Erosion erfolgt. Umgekehrt, besitzt der Fluß nicht mehr genügendes Gefälle, um nach der Tiefe zu erodieren, so beginnt die Seitenerosion und Aufschüttung. Abhängig von der Wassermenge ist auch hier nur der Grad der Seitenerosion, die Menge und die Größe des aufgeschütteten Geröllmaterials. Abgesehen aber von dieser mehr theoretischen Frage, ob auch die Wassermenge einen Einfluß auf die Art der Flußtätigkeit ausübt, wächst praktisch die Schwierigkeit, die einzelnen Terrassenphasen etwa des Mittelrheingebietes mit den Eiszeiten in ursächlichen Zusammenhang zu bringen, dadurch, daß ja keineswegs feststeht, ob die Eiszeiten selbst oder etwa, wie dies neuerdings vertreten wird, die ihnen folgenden Abschmelzperioden die Zeiten größter Niederschlagsmengen gewesen sind, ob ferner die Flüsse das meiste Geröllmaterial in ihren Ursprungsgebieten während der Eiszeiten vorfanden oder nachher, nachdem die Moränenbildungen auf große Strecken eisfrei geworden waren. Ist der Löß, wie dies z. B. Menzel auf Grund seiner Fauna jetzt annimmt, glazial und nicht post- oder interglazial, so müßten wir allerdings annehmen, daß gerade während der Eiszeiten im Gebirge Trockenklima herrschte.

Bezüglich der Lahnterrassen komme ich jedenfalls zu dem Schlusse, daß ein erkennbarer Zusammenhang der Terrassenphasen (Erosion und Aufschüttung) mit Klimaschwankungen der Diluvialzeit nicht besteht. Die jeweilige Tätigkeit des Flusses ist lediglich eine Funktion seines Gefälles, nicht seiner Wasserführung gewesen, das Gefälle aber wurde ausschließlich bestimmt durch die Bewegungen des Gebirgsuntergrundes. Diese Bewegungen müssen zweierlei Art gewesen sein, einmal allgemein verbreitete (allgemeine Vertiefung des Tales seit der Hauptterrassenzeit), andererseits regional auf einzelne Gebirgsteile beschränkte. Es ließ sich eine Zunahme der Hebungsintensität vom Ostrande

des Gebirges über das ganze Mittel- und Unterlahngebiet bis nach der unteren Mosel, also nach dem Gebirgsinnern, feststellen; KAISER vermutet eine ähnliche Zunahme der Hebungsintensität Rheinaufwärts in der Richtung auf Bingen (37), auch OESTREICH hat das Maximum in der Hebung des Gebirges nach dem Verlauf der Hauptterrassenstufen unmittelbar unterhalb Bingen (in der Taunus-Hunsrückachse) beobachtet (71, 1909, S. 59). Die Folge dieser Differenzierung in der diluvialen Hebungsphase des Gebirges ist, daß der Betrag der Flußerosion seit der Bildung der Hauptterrasse von O. nach W. fortschreitet und damit steht wieder in Zusammenhang, daß die Lahn vom Limburger Becken abwärts bereits seit der Hauptterrasse nahezu ununterbrochen erodierend tätig ist, zwischen Löhnberger Becken und Limburger Becken erst seit der Zeit der Oberen Mittelterrasse, oberhalb des Löhnberger Beckens dagegen noch bis heute Phasen der Aufschüttung und Erosion durchmacht.

Nur die Hauptterrasse läßt in ihrer allgemeinen Verbreitung über das ganze Stromgebiet des Mittelrheines eine allgemein wirksam gewesene Ursache vermuten. Ihre Einsenkung in das pliocäne Flußtal muß einer allgemeinen Hebung des ganzen Gebirges entsprechen, vor allem setzt aber ihre gewaltige Seitenerosion und Aufschüttung eine lang anhaltende völlige Ruhepause in der Hebung voraus. Ganz allgemein gültig ist dies freilich selbst für die Hauptterrasse nicht; falls ihre einzelnen, namentlich an der Mosel festgestellten, durch Abstände von nahezu 100 m getrennten Stufen zeitlich der einheitlichen Hauptterrasse am unteren Rhein entsprechen, so muß man für das Moselgebiet — ebenso für das Rheintal oberhalb Coblenz — bereits recht beträchtliche Bewegungsdifferenzen während der Altdiluvialzeit annehmen.

Überblickt man diese im einzelnen so verschiedenen Entwicklungen der Terrassen im Mittelrheingebiet und ist man überzeugt, daß nur der jeweilige Hebungsvorgang innerhalb des Gebirges ihre Bildung veranlaßt haben kann, so gelangt man zu dem Schluß, daß die Terrassen des Mittelrheingebietes wohl einen Be-

griff von dem Rhythmus und der verschiedenen Hebungsintensität in den einzelnen Teilen des Gebirges zu geben vermögen, daß aber eine Parallelisierung der Terrassen, stößt sie schon innerhalb eines Flußlaufes, wie an der Lahn, auf große Schwierigkeiten, innerhalb des ganzen Rheinstromgebietes unmöglich ist, weil eben die Ursachen ihrer Bildung ganz verschiedene waren oder doch wenigstens die örtlichen Ursachen ihrer Bildung so überwiegen, daß die etwa vorhanden gewesenen, allgemein wirksamen Ursachen darunter ganz verschleiert sind. Nur für die Hauptterrasse scheint eine allgemein gültige Ursache im Mittelrheingebiete vorhanden gewesen zu sein; sie verdient also schon deswegen ihren Namen mit besonderem Recht, als sie allein im ganzen Gebirge gleichmäßig zur Ausbildung gelangt ist.

Um bezüglich der jüngeren Terrassen zu einer zeitlichen — nicht also einer ursächlichen — Identifizierung zu gelangen, müssen, da ihre relative Höhenlage nicht lediglich eine Funktion der Zeit, sondern vor allem der vorher und nachher wirksamen Hebungsvorgänge ist, andere Hilfsmittel herangezogen werden. Einen wichtigen Stützpunkt schien in dieser Hinsicht der von Steinmann zuerst unternommene Versuch (93, S. 6, 12; 94, S. 5) einer Gliederung der wichtigsten Terrassen nach der Verbreitung oder dem Fehlen verschiedenaltriger Lößstufen auf ihnen zu bieten. Es sind nun zwar schon in verschiedenen Teilen des Gebirges zwei verschiedenaltrige Lößstufen festgestellt worden, von Steinmann am Rodderberge, wo die ältere Lößstufe nur bis zur Hochterrasse, die jüngere bis zur untersten Mittelterrasse hinabreichen soll, von Rauff ebenda in der Eifel (79, S. 270), von Gerth und Mordziol (66, S. 257ff.) bei Wiesbaden und von H. Meyer (55) in der Wetterau, endlich von Wunstorf am Niederrhein (104). Doch hat es sich nach den neueren Feststellungen von Rauff und Mordziol (68, S. 37) nicht bestätigt, daß der »Ältere« Löß nur bis zur oberen Mittelterrasse hinabreicht, der »Jüngere« dagegen bis zur untersten Mittelterrasse, vielmehr reichen beide, nur durch

eine Pause im Lößabsatz (Verlehmungszone) getrennt, bis zur untersten Mittelterrasse herab und können daher nicht zu einer Altersgliederung der Mittelterrassen verwandt werden. Am Niederrhein läßt sich der Löß der Mittelterrassen auch in zwei Teile gliedern, einen unteren, geschichteten, nach Wunstorf fluviatil gebildeten Löß und einen oberen, äolisch gebildeten, ungeschichteten Decklöß; beide sind aber im Alter wenig verschieden und zwischen unterster Mittelterrasse und Niederterrasse abgelagert. Daneben ist allerdings noch ein ältester Löß vorhanden, dessen Bildung nach Wunstorf in die Zeit zwischen Hauptterrasse und obere Mittelterrasse (Hochterrasse) fällt (vergl. S. 336, Anm. 1). Es fehlt aber heute noch an einem Mittel, die in den verschiedenen Gebieten festgestellten Lößstufen mit einander zu parallelisieren; gehören sie verschiedenen Eiszeiten an, so besteht, wie dies Menzel kürzlich ausführte[1]), die Hoffnung, die verschiedenen Lößstufen nach ihrer verschiedenen Fauna zu parallelisieren. Praktisch stellen sich also der Altersbestimmung der einzelnen Terrassen auf Grund der Beziehungen zu den verschiedenen Lößstufen vorläufig noch große Schwierigkeiten entgegen. Im Lahntale ist es mir bisher noch nicht gelungen, Älteren und Jüngeren Löß einwandfrei nachzuweisen. Beobachtet wurde primärer Löß bis herab auf die untere Mittelterrasse (frühere Niederterrasse) bei Wetzlar.

Das Material der Terrassen.

Die Zusammensetzung der Terrassenaufschüttung an der Lahn weist wenig Besonderheiten gegenüber den rheinischen Diluvialschottern (vergl. Mordziol, 58, S. 386 und Fliegel 105, S. 134 ff.) auf. In der Geröllführung ist eine deutliche Abnahme der weißen Quarzgerölle (die den Vallendarer Schichten entstammen dürften) von der Hauptterrasse bis herab zum heutigen Talboden wahrzunehmen; die Hauptterrasse empfing das Quarzschottermaterial offenbar noch in großer Menge aus den zerstörten Vallendarer Schichten, die jüngeren Terrassen indessen im wesentlichen nur aus der Aufarbeitung und Zerstörung der älteren Terrassen. Weiterhin ist

[1]) Vortrag in der Sitzung der Kgl. Geol. Landesanstalt im März 1914.

der auffällige Reichtum der Hauptterrasse an braunen verkieselten Quarzitgeröllen und dunkelbraunen Brauneisenkieseln hervorzuheben, auf den bereits Schottler aufmerksam gemacht hat (89, S. 90; 90, S. 85); oben sprach ich die Vermutung aus, daß dies Material wahrscheinlich der Aufarbeitung einer jetzt größtenteils zerstörten Pliocänterrasse entstamme.

Neben dem aufgearbeiteten Tertiärmaterial enthalten die Terrassen vorwiegend Gerölle des heimischen Palaeozoicums (Kieselschiefer, Quarzite, seltener dagegen Obercarbongrauwacke und Diabase) und in großer Menge Gerölle von Buntsandstein. Basalt tritt in den Schottern nur örtlich häufiger auf, namentlich an der Einmündung der vom Westerwald kommenden Nebentäler (Ulmbach, Kaltenbach). Kalkgerölle treten sehr zurück.

Die Korngröße des Schottermateriales, die Wechsellagerung grober Gerölle, feinerer Kiese und Sande unterliegt sehr großem Wechsel; durch besonders grobes Geröllmaterial ist die Hauptterrasse ausgezeichnet, wie dies nach der Beschreibung, die Fliegel gibt, auch am Niederrhein der Fall ist; es erscheint allerdings fraglich, ob dies an der Lahn als eine primäre Eigenschaft der Hauptterrasse angesehen werden kann, ob nicht vielmehr das feinere Sandmaterial der Hauptterrasse im Laufe der Zeit stärker fortgeführt ist als bei den jüngeren Terrassen. Sehr lehrreich ist in dieser Hinsicht der Aufbau des heutigen Talbodens; hier liegt, beispielsweise in der Umgebung von Wetzlar, an der Oberfläche zunächst eine $^1/_2$—2 m starke Decke von Tallehm (mehr oder minder mit feinem Sand untermischt), die nach den Talrändern allmählich mächtiger wird und in die jungen Gehängeabschwemmassen (Gehängelehm, Auelehm) übergeht. Beide Lehmbildungen, also auch der Auelehm, werden von den Kiesaufschüttungen des Talbodens unterlagert; es besteht also kein Grund, die randlichen, höher gelegenen Auelehmmassen für älter als den übrigen Talboden, etwa altalluvial zu halten, wie das bei den früheren Aufnahmen im Unterlahngebiete geschehen ist. Der flächenhaft den ganzen Talboden überdeckende, nach unten zunehmend sandig werdende Tallehm ist offenbar das Absatzprodukt

der Hochwasser aus der jüngsten Aufschüttungsperiode des Lahnflusses, er stellt aber nur ein bestimmtes Stadium der Flußaufschüttung dar; denn dort, wo Nebenflüsse mit stärkerem Gefälle einmünden, wie beispielsweise die Dill bei Wetzlar, tritt im Talboden auf große Erstreckung gröberer Kies und Schotter unmittelbar zutage.

Der Tallehm und sandige Lehm geht nach der Tiefe in reinere, feine Sande über, die mit einzelnen Kieslagen wechseln, weiterhin nimmt der Sand und feinere Kies mehr und mehr auf Kosten gröberen Geröllmateriales ab und in den tiefsten Teilen (in einzelnen Brunnenschächten bei Wetzlar in 12—15 m Tiefe) herrschen nur noch grobe, mit wenig feinem Material untermischte Gerölle, die nicht selten Kopfgröße erreichen. Daraus kann man sich den Mechanismus der Flußaufschüttung etwa in folgender Weise ableiten. Zur Zeit überschüssigen Gefälles wirkte der Fluß ausschließlich durch Tiefenerosion und transportierte alles mitgeführte Material, grobes und feines, flußabwärts; dann begann für eine bestimmte Zone das Stadium der ausgeglichenen Flußkurve. Die Stoßkraft des Flusses reichte nicht mehr aus, das ganz grobe Material zu transportieren; es blieb bei der nun einsetzenden Seitenerosion auf der neu geschaffenen Talsohle zurück. Mit der zunehmenden Aufschüttung verlor der Fluß weiter an Stoßkraft und setzte nunmehr auch feineres Material ab, während das grobe gar nicht mehr flußabwärts bis in die betreffende Zone gelangen konnte; schließlich, bei immer mehr erlahmender Stoßkraft des Wassers, wurden nur noch die feineren, vom Hochwasser suspendierten Sinkstoffe in Form von Tallehm auf der Talaufschüttung niedergeschlagen. Danach würde also das Profil einer jeden Terrassenaufschüttung, wenn sie normal und ohne vorherige Störung des Gleichgewichtes verlaufen ist, die Gesetzmäßigkeit zeigen müssen, daß von der Basis nach oben die Feinheit des Materiales zunimmt; dies dürfte auch in vielen Fällen, wo Terrassen in größerer Mächtigkeit erschlossen sind, der Fall sein. Das Vorherrschen sehr groben Materiales in

der Hauptterrasse wird danach zum Teil wenigstens auf allmähliche eluviale Anreicherung desselben zurückzuführen sein.

Eine gewisse Sonderstellung nehmen die Flußaufschüttungen an den Schattenseiten der großen Stoßkurven des Flusses ein; im Schutze der weit in das Tal vorspringenden Bergrippen bildete das Hochwasser starke Rückstrudel, und hier wurde infolgedessen fast ausschließlich feinsandiges Material, oft bis zu beträchtlicher Mächtigkeit, aufgeschüttet. Beispiele sind die im Schutze des Wirtsberges östlich von Wetzlar aufgeschütteten Sande der unteren Mittelterrasse, ferner die untere Mittelterrasse bei Selters und die Niederterrasse bei Aumenau. Der Sand von Garbenheim besitzt eine solche Reinheit und so gleichmäßiges Korn, daß er als Formsand für den Gießereibetrieb der Sophienhütte in Wetzlar gewonnen wird.

b) Der Löß.

Das Alter und die Lagerung des Lösses im Lahngebiete ist bereits mehrfach berührt worden. Da primärer Löß herabreicht bis zur Unteren Mittelterrasse (frühere Niederterrasse), deren Unterkante 3—6 m über dem ebenen Talboden der Lahn liegt, so muß deren Ablagerung nach Bildung der Unteren Mittelterrasse und vor der endgültigen Aufschüttung des heutigen Talbodens erfolgt sein. Wahrscheinlich wird die Bildung des Lösses unmittelbar der Aufschüttung der Unteren Mittelterrasse gefolgt sein, denn es ist nicht anzunehmen, daß die auf die Untere Mittelterrasse folgende große Erosionsperiode, die der letzten Aufschüttung voranging und eine Tieferlegung der Talsohle von 20—25 m (in der Gegend von Wetzlar) hervorrief, mit der Lößperiode, die ein Trockenklima voraussetzt, zusammenfiel (vergl. auch Wunstorf 104, S. 335, 336).

Verschiedenaltrige Lößstufen konnten bisher — wohl mangels genügend günstiger Aufschlüsse — nicht festgestellt werden; es muß daher auch die Frage offen bleiben, ob neben der bis zur Unteren Mittelterrasse hinabreichenden Lößstufe noch eine ältere vorhanden ist, die nur auf den höheren Terrassen zur Ablagerung

kam. Der Hauptlöß im Lahngebiete ist jedenfalls ganz jungdiluvial, und da bisher kein ersichtlicher Grund vorhanden ist, die Aufschüttung des ebenen Talbodens der Lahn bezw. der Niederterrasse als zeitliches Äquivalent der letzten Eiszeit ins jüngste Diluvium zu stellen, wie es von den neueren Autoren z. T. am Rheine geschehen ist, so wird man annehmen können, daß der Hauptlöß des Lahngebietes als jüngstes Glied des Diluviums das zeitliche Äquivalent der letzten Eiszeit darstellt; dies würde sich auch mit der auf Grund des Charakters der Lößfaunen vertretenen Ansicht decken, daß der Löß eine glaziale und nicht eine inter- bezw. postglaziale Bildung ist.

An der äolischen Natur des Lösses innerhalb des Gebirges wird dem, der den Löß hier studiert hat, heute kein Zweifel mehr bestehen. Nur bezüglich der Herkunft des Lößmaterials weichen die Ansichten noch von einander ab. Während Steinmann mit Rücksicht auf die generelle Verbreitung des Lösses innerhalb des Gebirges annimmt, daß er aus dem diluvialen Moränenmaterial des norddeutschen Flachlandes ausgeblasen ist, vermutet Mordziol eine Herkunft aus den Flußablagerungen der großen diluvialen Ströme des Gebirges, da der Löß gerade in diesen diluvialen Stromtälern in seiner reinsten Form und größten Mächtigkeit zur Ablagerung gekommen ist (68, S. 36). Der angegebene Grund scheint freilich nicht genügend stichhaltig in Anbetracht der Tatsache, daß zur Zeit der Bildung des Hauptlösses die rheinischen Täler ihre heutige Tiefe bereits nahezu besaßen; es ist also ohne weiteres einleuchtend, daß der über das Plateau des Rheinischen Gebirges wehende Lößwind sein Material vorwiegend in den tief eingeschnittenen, diluvialen Stromtälern ablagerte. Nur so ist es doch auch zu verstehen, daß der Löß bezw. die noch heute von ihm erhaltenen Reste ganz allgemein an den westlichen und nordwestlichen Talflanken ruhen, und zwar so gesetzmäßig, wie die Schlagschatten eines von NW. beleuchteten Gebirgsreliefs; das Lößmaterial beispielsweise an der Lahn und ihren von N. her kommenden kleinen Nebenbächen kann also nur von NW. her, über den Westerwald hinweg, transportiert sein, es kann nicht dem Lahntale selbst

entstammen. Dabei ist es nicht zu verwundern, daß auf den Plateauflächen des Gebirges der Löß in erheblich geringerer Mächtigkeit und Verbreitung angetroffen wird, obgleich er keineswegs fehlt; denn auch die breiten Terrassenflächen der Lahn, beispielsweise im Limburger Becken, tragen eine erheblich schwächere Lößdecke als die kleinen schluchtartigen Nebentäler. Stammt aber das Lößmaterial des Gebirges generell aus NW., so dürfte auch seine Herkunft entsprechend der Steinmann'schen Annahme eher außerhalb des Gebirges zu suchen sein.

c) Der Bimssteinsand.

Auch der Verbreitung des Bimssteinsandes im Lahngebiete möchte ich im Rahmen dieser Übersicht über die diluviale Entwicklungsgeschichte des Lahntales einige Worte widmen. Durch die Spezialaufnahme im östlichen Teile des Schiefergebirges und dem anschließenden Teile des Vogelsberges ist die Verbreitung des Bimssteinsandes weit über den Rahmen hinaus bekannt geworden, den v. Dechen auf seiner Karte dem Laacher Bimssteinsand zog. Auf der beiliegenden Übersichtskarte sind die wichtigsten Fundpunkte von Bimssteinsand in seinem östlichen Verbreitungsgebiete, soweit sie bisher bekannt geworden, dargestellt; von einer Wiedergabe seiner Verbreitung westlich des Westerwaldplateaus wurde abgesehen, da das Bild der Karte dadurch namentlich in der Umgebung des Neuwieder Beckens zu sehr gestört worden wäre.

Die Verbreitung des Bimssteinsandes zeigt in mancher Beziehung eine Analogie zur Verbreitung des Lösses. Die vorwiegend westöstliche Transportrichtung deutet auf ungefähr westöstliche Transportwinde; so finden sich zahlreiche kleine Bimssteinsandnester im östlichen Lahngebiete am Osthange der höchsten Bergkuppen des Gebirges, also der Schattenseite der mutmaßlichen Westwinde. In anderer Hinsicht sind aber auch Unterschiede gegenüber der Verbreitung des Lösses vorhanden; so macht sich eine deutliche Aufbereitung der Korngröße des Materiales durch den Windtransport bemerkbar, die dem durchweg feinen Löß-

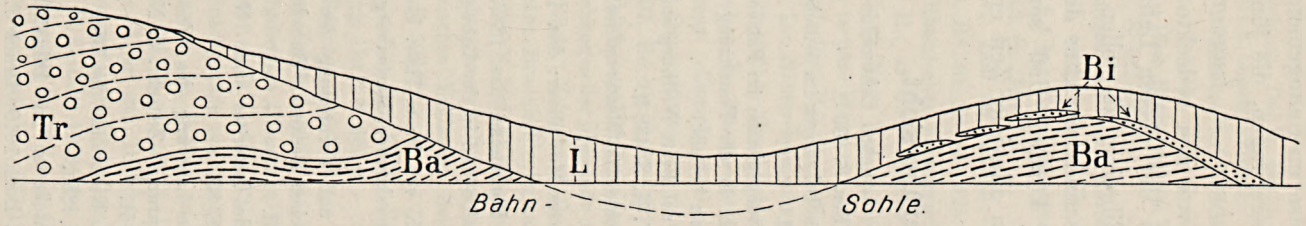
material im Gebirge fehlt. Das Material des Bimssteinsandes wird fortschreitend nach O. immer feiner und zeigt sich in der gleichen Richtung fortschreitend stärker verunreinigt durch Lößmaterial, das offenbar mit den Winden von primärer Lagerstätte aufgeblasen ist. Außerdem sind namentlich an der südlichen Grenze der Verbreitung, wie die Übersichtskarte zeigt, auffällige Lücken in der Verteilung des Bimssteinsandvorkommens vorhanden, die zu der Vermutung führen, daß nicht ein einheitlicher, längere Zeit anhaltender Bimssteinsandtransport geherrscht habe, sondern mehrere, zeitlich sehr beschränkte und nicht ganz gleichgerichtete Transporte. Beide Unterschiede gegenüber der Verbreitung des Lösses sind leicht verständlich, wenn man bedenkt, daß auch die Eruption der Bimssteintuffe aus dem Vulkan im Laacher Seegebiet sehr ungleichartiges Material zu Tage förderte und zwar vermutlich in mehreren zeitlich engbegrenzten Phasen.

Über das Alter und die eben schon berührte Herkunft des Bimssteinsandes dürfte heute kein Zweifel mehr bestehen, nachdem seine Verbreitung vom Laacher See über das Neuwieder Becken und den Westerwald hinweg bis in den westlichen Vogelsberg hinein in der oben geschilderten Gesetzmäßigkeit nachgewiesen worden ist. Da der Bimssteinsand im Neuwieder Becken auf der Niederterrasse lagert, muß er jünger als diese, d. h. jünger als die letzte große Aufschüttungsphase des Mittelrheingebietes sein. Auch an der oberen Mittellahn ist früher, beim Bau der Main-Weserbahn zwischen Marburg und Gießen an mehreren Stellen Bimssteinsand im ebenen Talboden aufgeschlossen worden. Aus der Beschreibung, die Schäffer (82, S. 42 ff.) von diesem Vorkommen gibt, geht hervor, daß es sich um verschwemmten Bimssteinsand handelt. Immerhin deutet seine weite Verbreitung in den jungen Talaufschüttungen der Lahn und die relative Reinheit des Materials darauf, daß die Umlagerung des Sandes ziemlich gleichzeitig mit der primären Ablagerung stattgefunden haben wird, daß also der Bimssteinsandtransport von Westen her in die Zeit der letzten Talauffüllungen der Oberen Mittellahn fiel. Es ist dies auch durchaus nicht unwahrscheinlich, da, wie ich oben

nachzuweisen suchte, der ebene Talboden der oberen Mittellahn ein Äquivalent der rheinischen Niederterrasse sein muß.

Angelbis hat, unterstützt von v. Dechen, früher die Ansicht vertreten, daß der Westerwalder Bimssteinsand tertiären Alters sein müsse, also nicht identisch sein könne mit dem Laacher Bimsstein des Neuwieder Beckens (5, 6, 7, 9). Seine Hauptstütze gegenüber Sandberger, der das Alter des Westerwalder Bimssteinsandes richtig erkannt hatte (80), bildete ein Aufschluß an der Schönberger Kirche im Westerwalde (südwestlich Westerburg), wo in einem Brunnen unter tertiärem Trachyttuff Bimssteinsand in 16,3 m Tiefe angetroffen sein sollte. Obwohl nun freilich inzwischen das jüngere Alter des Bimssteinsandes im Westerwalde und den östlich anschließenden Gebieten durch zahlreiche Beobachtungen bewiesen ist (vergl. Behlen, 12; Kayser, 40; Schottler, 88, 89), so verdient es doch einiges Interesse, daß vor kurzem, gelegentlich des Baues der Bahn Westerburg-Montabaur in unmittelbarer Nähe der Schönberger Kirche Einschnitte geschaffen sind, die das von Angelbis mitgeteilte Profil zu kontrollieren gestatten. Ich gebe das Profil des betreffenden Bahneinschnittes hier (Fig. 8) nach meinen eigenen Aufnahmen wieder. Aus ihm ergibt sich, daß der Trachyttuff, wie auch an anderen Stellen der Nachbarschaft, unmittelbar von Basalttuff (offenbar der ältesten Basaltphase Selbachs, 70, II. S. 38) unterlagert wird; der Bimssteinsand fehlt also unter dem Trachyttuff und lagert nur dort im Decklehm, wo der Basalttuff unmittelbar zu Tage tritt. Es kann nach diesem Aufschluß wohl kein Zweifel bestehen, daß der Bimssteinsand an der Schönberger Kirche den Trachyttuff nur randlich umlagert, aber nicht unterlagert. Danach ist also auch der Bimssteinsand des Westerwaldes jünger als sämtliche daselbst autochthonen Eruptivbildungen des Tertiärs, denen er regellos und diskordant wie der Löß auflagert; er kann nicht auf den Bimsstein bezogen werden, der in den tertiären Trachyttuffen, speziell der Umgebung von Schönberg, häufig und in z. T. kopfgroßen Brocken als Einschluß vorkommt.

Figur 8.



Aufschluß an der Bahn Westerburg-Montabaur nördlich der Schönberger Kirche.

Ba Untere Basalttuffe
Tr Trachyttuffe
Bi Bimssteinsand
L Gehängelehm

Der Bimssteinsand stellt also im Lahngebiete, abgesehen von den örtlichen rezenten Flußablagerungen, die jüngste Bildung dar und ist als altalluvial zu bezeichnen, so lange nicht der sichere Nachweis geführt ist, daß die von ihm bedeckte Rheinische Niederterrasse bezw. der Talboden der oberen Lahn als Äquivalent der letzten Vereisung ins Jungdiluvium zu stellen sind. Jedenfalls wird man nicht umgekehrt das diluviale Alter der Niederterrasse mit dem Einwande begründen können, daß sonst die Eruption des Laacher Bimssteinsandes in alluvialer Zeit erfolgt sein müsse.

Literaturübersicht.

1. Ahlburg, J.: Die Tektonik der östlichen Lahnmulde; Zeitschr. d. D. G. Ges. 1908, Bd. 60, Mon.-Ber. S. 300 ff.
2. —, Die Ergebnisse der neueren Tiefbohrungen im östlichen Holland. Zeitschr. Glückauf, 1908, S. 1205 ff.
3. —, Über Transgressionen und Faltungsphasen im Palaeozoicum des östlichen Lahngebietes. Vortr. geh. in der Festsitzung der K. Geol. L.-A. 22. Nov. 1913. (Im Druck befindl.)
4. —, Bericht über die Aufnahmen auf Blatt Weilburg im Jahre 1911. Dieses Jahrb. f. 1911, Bd. 32, T. II, S. 438 ff.
5. Angelbis, G.: Über die Bimssteine des Westerwaldes. Das. 1881, Bd. 2, S. 393—411.
6. —, Über die Kartierung des Blattes Montabaur; das. 1882, Bd. 3, S. XLIV bis XLV.
7. —, Das Alter der Westerwälder Bimssteine, das. 1882, Bd. 3, S. 1—9.
8. —, Untersuchungen im Westerwalde und in der Lahngegend. Das. f. 1884, Bd. 5, S. LVI—LX.
9. —, Erläuterungen zur Geol. Sp.-K. von Pr. u. Thür. Lief. 41 (Bl. Montabaur, Girod, Westerburg, Mengerskirchen, Marienberg, Hadamar, Rennerod, Selters). Berlin 1891.
10. Bärtling, R.: Die Ausbildung und Verbreitung der Unteren Kreide am Westrande des Münsterschen Beckens. Zeitschr. d. D. G. Ges. 1908, Bd. 60, Mon.-Ber. S. 36 ff.
11. Bauer, Beitrag zur Kenntnis des Laterites usw. N. J. f. Min. 1898, II, S. 163; 1907, Festband S. 33.
12. Behlen, H.: Das Alter und die Lagerung des Westerwälder Bimssandes und sein rheinischer Ursprung. Zeitschr. d. Nass. Ver. f. Naturkde. Wiesbaden, 1905, S. 1—61.
13. Blanckenhorn, M.: Die Trias am Nordrande der Eifel. Abh. z. Spez.-K. von Pr., Bd. VI, H. 2. Berlin 1885.
14. Borgstätte, O.: Die Kieseloolithschotter und Diluvialterrassen des unteren Moseltales. Inaug.-Diss. Bonn 1910; Druck J. F. Carthaus.

15. Bornhardt, W.: Über die Gangverhältnisse des Siegerlandes und seiner Umgebung, Teil II, Berlin 1912; herausgeg. von der Pr. Geol. L.-A. Archiv f. Lagerst.-Forsch.
16. Brauns, R.: Bimssteine auf primärer Lagerstätte von Görzhausen bei Marburg. Zeitschr. d. D. G. Ges. Bd. 38, 1886, S. 234—236.
17. Dechen, H. v.: Über Bimssteine im Westerwald, Zeitschr. d. D. G. Ges. Bd. 33, 1881, S. 442—453.
18. —, Erläuterungen zur Geol. Karte der Rheinprovinz u. d. Prov. Westfalen, Bd. II, Geol. und Paläont. Übersicht. Bonn 1884.
19. Denckmann, A.: Die Frankenberger Permbildungen. Dieses Jahrb. f. 1891, Bd. 12, S. 234—267.
20. Dücker, F. v.: Löß im Lahntal; Verh. d. Nat. Ver. f. Pr. Rheinl. u. Westf. 1883, Bd. 40, S. 423—425. — Tertiärer Meereskies auf den Höhen des Rheinischen Schiefergebirges. Ebenda, S. 426—427.
21. Engelhardt, H.: a) Über tertiäre Pflanzenreste von Vallendar a. Rhein. Jahrb. d. Nass. Ver. f. Natk. 1905, 58. Jahrg., S. 295 ff.
b) Über tertiäre Pflanzenreste von Wiesek bei Gießen. Abh. d. Senckeb. Naturf. Ges. Bd. 29, 1911; Heft 4, S. 407—428.
22. Fliegel, G.: Die Niederrheinische Braunkohlenformation; in: Handbuch f. den Deutschen Braunkohlenbergbau. Halle 1907, S. 81—94.
23. —, Bericht über die Exkursionen der D. G. G. nach der Versammlung in Koblenz. Zeitschr. d. D. G. Ges. 1906, Bd. 58, Mon.-Ber. S. 291 ff.
24. —, Pliocäne Quarzschotter in der Niederrheinischen Bucht. Dieses Jahrb. f. 1907, Bd. 28, S. 92—121.
25. —, Eine angebliche alte Mündung der Maas bei Bonn. — Beobachtungen über die Beziehungen der pliocänen und diluvialen Flußaufschüttungen von Maas und Rhein. Zeitschr. d. D. G. Ges. 1907, Bd. 59, Mon.-Ber. S. 256 ff.
26. —, Die miocäne Braunkohlenformation am Niederrhein. Abhdl. d. Pr. Geol. L.-A. N. F. Heft 61, Berlin 1910.
27. —, Die Beziehungen zwischen marinem und kontinentalem Tertiär im Niederrheinischen Tieflande. Zeitschr. d. D. G. Ges. 1911, Bd. 63, Mon.-Ber. S. 509 ff.
28. —, Zum Gebirgsbau der Eifel. Verh. d. Nat. Ver. Rheinl. und Westf., 68. Jahrgg. 1911, S. 489 ff.
29. —, Neuere Beiträge zur Geologie des Niederrheinischen Tieflandes I u. II. Dieses Jahrb. f. 1912, Bd. 33, T. II, S. 418 ff.
30. —, Über tiefgründige chemische Verwitterung und subaerische Abtragung. Zeitschr. d. D. G. Ges. 1913, Bd. 65, Mon.-Ber. S. 387 ff.
31. Grupe, O.: Präoligocäne und jungmiocäne Dislokationen und tertiäre Transgressionen im Solling und seinem nördlichen Vorlande. Dieses Jahrb. f. 1908, Bd. 29, T. I, S. 612 ff.
32. —, Über das Alter der Dislokationen des Hannoversch-Hessischen Berglandes und ihren Einfluß auf die Talbildung und die Basalteruptionen. Z. d. D. G. Ges. 1911, Bd. 63; Abh. S. 264—316.
33. —, Zur Stratigraphie der Trias im Gebiete des oberen Wesertales. Jahresber. d. Niederr. geol. Ver. IV. 1911, S. 1—102.

34. Holzapfel: Das Rheintal von Bingerbrück bis Lahnstein. Abh. der Pr. Geol. L.-A. N. F. Heft 15; Berlin 1893.
35. Kaiser, E.: Die Ausbildung des Rheintales zwischen Neuwieder Becken und Bonn-Kölner Bucht. Verh. d. 14. Deutschen Geogr.-Tages, Berlin 1903, S. 206—215.
36. —, Pliocäne Quarzschotter im Rheingebiete zwischen Mosel und Niederrheinischer Bucht. Dieses Jahrb. f. 1907, Bd. 28, S. 57—91.
37. —, Die Entstehung des Rheintales. Verh. der Ges. D. Nat. u. Ärzte, Köln 1908, Sep.-Abdruck S. 1—20.
38. —, und Hermann, L. F. Meyer: Der Untergrund des Vogelsberges mit einem Überblick über den Aufbau der vulkanischen Gesteine. Führer z. Vers. des Niederrh. Geol. Ver. in Gießen Frühj. 1913; S.-Abdr. a. d. Ber. d. Naturh. Ver. f. d. Pr. Rheinl. und Westfalen 1913.
39. Kayser, E.: Erläuterungen zu Bl. Koblenz und Ems der Geol. Spez.-Karte von Preußen. Berlin 1892.
40. —, Desgl. von Bl. Herborn und Dillenburg; Lief. 101 d. Geol. Spez.-K. v. Pr. Berlin 1907.
41. Desgl. Erl. zu Bl. Niederwalgern und Marburg (Manuskript i. Arch. der Pr. Geol. L.-A., im Druck befindlich).
42. Kinkelin, F.: Der Pliocänsee des Rhein- und Maintales und die ehemaligen Mainläufe. Ber. d. Senckenb. Nat. Ges. Frankfurt, 1889, S. 39—161.
43. —, Die Tertiär- und Diluvialbildungen des Untermaintales, der Wetterau und des Südabhanges des Taunus. Abh. z. Geol. Spez.-Karte von Preußen und Thür. Bd. IX, H. 4, Berlin 1892.
44. Koch, C.: Über die Flora und Fauna der Braunkohlenformation des Westerwaldes und über das Alter der betreffenden Schichten. Jahrb. d. Ver. f. Nat. Nass., Bd. 14, Wiesbaden, 1859, S. 458—460.
45. —, Beitrag zur Kenntnis der Ufer des Tertiärmeeres im Mainzer Becken. Vortrag, geh. in d. wissensch. Sitzg. der Senckenb. Naturf. Ges. 3 März 1877, Ber. S. 1—19.
46. —, Erläuterungen zu Bl. Hochheim, Platte, Königstein der Geol. Spez.-Karte von Pr. u. Thür. Lief. 15, Berlin 1880.
47. Koenen, A. v.: Über die Gliederung der oberen Schichten des Mainzer Beckens. Zeitschr. d. D. G. Ges. 1910, Bd. 62, Mon.-Ber. S. 121—122.
48. Kranz, W.: Hebung oder Senkung beim Rheinischen Schiefergebirge? Das. 1910, Bd. 62, Mon.-Ber. S. 470—477; 1911, Bd. 63, Mon.-Ber. S. 233 bis 246, S. 604—620.
49. Krusch, P.: Beitrag zur Geologie des Beckens von Münster, mit besonderer Berücksichtigung der Tiefbohraufschlüsse nördlich der Lippe im Salm-Salm'schen Regalgebiet. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 1909, Bd. 61, Abh. S. 230—282.
50. Laspeyres, H.: Das Siebengebirge am Rhein. Verh. d. Nat. Ver. Rheinl. und Westf. Bonn 1900, Bd. 57, S. 119—596.
51. Leppla: Das Diluvium der Mosel, ein Gliederungsversuch. Dieses Jahrb. f. 1910, Bd. 31, T. II, S. 343—376.

52. Lepsius, R.: Geologie von Deutschland und den angrenzenden Gebieten. I. Bd. Das westliche und südliche Deutschland; Stuttgart 1887—92.
53. Ludwig, R.: Erläuterungen zu Bl. Allendorf der Geol. Spez.-Karte des Großh. Hessen. Darmstadt 1870.
54. Meyer, Hermann L. F.: Frankenberger Zechstein und grobklastische Bildungen an der Grenze von Perm-Trias. Dieses Jahrb. f. 1910, Bd. 31, T. I, S. 383—447.
55. —, Einige Lößprofile der Wetterau. Ber. der Oberhess. Ges. f. Natur- u. Heilkde., Gießen; N. F. Naturw. Abh. Bd. III (1908—09), S. 88—94.
56. Mordziol, C.: Die Kieseloolithe in den unterpliocänen Dinotheriensanden des Mainzer Beckens. Dieses Jahrb. f. 1907, Bd. 28, S. 122—130.
57. —, Über einen Zusammenhang des Pliocäns des Mainzer Beckens mit dem am Niederrhein; Ber. ü. d. Vers. d. Niederrhein. Geol. Ver. Bonn 1907, S. 7—12.
58. —, Über das jüngere Tertiär und das Diluvium des rechtsrheinischen Teiles des Neuwieder Beckens. Dieses Jahrb. f. 1908, Bd. 29, T. I, S. 348 bis 430.
59. —, Beitrag zur Gliederung und zur Kenntnis der Entstehungsweise des Tertiärs im Rheinischen Schiefergebirge. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 1908, Bd. 60, Mon.-Ber. S. 270—284.
60. —, Unsere Kenntnis der pliocänen Flußschotter (Kieseloolithschotter) im Rheintale zwischen Bingen und Koblenz. Das. S. 337—342.
61. —, Über die Parallelisierung der Braunkohlenformation im Rheinischen Schiefergebirge mit dem Tertiär des Mainzer Beckens und über das Alter der Cerithienkalkstufe. Verh. d. Nat. Ver. f. Rheinl. und Westf. 66. Jahrg. 1909, S. 165—189.
62. —, Ein Beweis für die Antecedenz des Rheindurchbruchtales, nebst Beiträgen zur Entwicklungsgeschichte des Rheinischen Schiefergebirges. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde, Berlin 1910, H. 2—3. Sep. Abdr. S. 1—31.
63. —, Untersuchungen über die Lage der Oligocän-Miocängrenze im Mainzer Becken. Verh. d. Nat. Verh. f. Rheinl. und Westf. 67. Jahrg. 1910, S. 237—266.
64. —, Einige Bemerkungen zum Alter der Deutschen Mittelgebirge. Ber. ü. d. Vers. d. Oberrhein. Geol. Ver. d. 29. III. 1910, Karlsruhe 1910, S. 14—17.
65. —, Neuere Arbeiten über die regionale Geologie des Mainzer Beckens. Geol. Rundschau, 1911, Bd. II, S. 219—235.
66. —, Über den Nachweis von älterem Löß bei Wiesbaden. Jahrb. d. Nass. Ver. f. Natkde. in Wiesbaden, 63. Jahrg. 1910, S. 257—262.
67. —, Die Tertiärablagerungen von Gießen und Wiesek. Abh. d. Senckenb. Naturf. Ges. Bd. 29, 1911. Heft 4, S. 429—435.
68. —, Geologische Wanderungen durch das Diluvium und Tertiär der Umgebung von Koblenz (Neuwieder Becken). Bd. 5 der naturw. und und geograph. Führer »Die Rheinlande«. Braunschweig 1914, Verl. G. Westermann.

69. Müller: Die Lagerungsverhältnisse der Unteren Kreide westlich der Ems und die Transgressionen des Wealden. Dieses Jahrb. f. 1903, Bd. 24, S. 184—200.
70. Odernheimer: Das Berg- und Hüttenwesen im Herzogtum Nassau. Bd. I, Wiesbaden 1865; Bd. II, 1867.
71. Oestreich: Studien über die Oberflächengestalt des Rheinischen Schiefergebirges. Petermann's Geogr. Mitteilungen 1908, S. 73—78, 1909, S. 57—62.
72. Penck: Die Deutschen Mittelgebirge; Verh. d. Ges. f. Erdkde., Berlin 1885, Sep. Abdr. S. 1—10.
73. —, Das Deutsche Reich (in: Unser Wissen von der Erde).
74. Pohlig, H.: Geologisch-Paläontologische Untersuchungen in der Umgebung von Bonn; III. Sitz.-Ber. d. Niederrh. Ges. f. Nat. und Heilkde., Bonn; Sitz. v. 5. XI. 1883, S. 225—228.
75. —, Eine alte Mündung der Maas bei Bonn? Zeitschr. d. D. Geol. Ges. Bd. 58, 1906, Mon.-Ber. S. 335—338.
76. Philippson, A.: Die Entwicklungsgeschichte des Rheinischen Schiefergebirges. Sitz.-Ber. d. Nat. Ver. f. Rheinl. und Westf. 1899, Bd. 56, S. 48—50.
77. —, Zur Morphologie des Rheinischen Schiefergebirges. Verh. des 14. Deutsch. Geogr.-Tages zu Berlin, 1903, S. 193—205.
78. Rauff, H.: Älterer Löß am Niederrhein. Verh. d. Nat. Ver. Rheinl. und Westf. 65. Jahrg. Bonn 1908. Sep. Abdr. S. 1—7.
79. Rauff, H., E. Kaiser und G. Fliegel: Bericht über die Exkursionen der Deutschen Geologischen Gesellschaft nach der Versammlung in Koblenz, August 1906. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 1906, Bd. 58, Mon.-Ber. S. 255—304.
80. Sandberger, F.: Über Bimsgesteine des Westerwaldes. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 1882, Bd. 34, S. 146—150 und S. 806—811.
81. —, Die Conchylien des Mainzer Tertiärbeckens. Wiesbaden 1863.
82. Schäffer, F. R.: Die Bimssteinkörner bei Marburg in Hessen und deren Abstammung aus Vulkanen der Eifel. Inaug.-Diss. Marburg 1851.
83. Schlüter, C.: Zur Heimatsfrage jurassischer Geschiebe im westgermanischen Tieflande. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 1897, Bd. 49, S. 486—503.
84. Schneiderhöhn: Die nichtbasaltischen Eruptivgesteine zwischen Wirges und Fitinghausen im südwestlichen Westerwalde. Dieses Jahrb. f. 1909, Bd. 30, T. II, S. 249—311.
85. Schottler, W.: Die Basalte der Umgebung von Gießen. Abh. der Großh. Geol. L.-A. Darmstadt, Bd. IV, H. 3, 1908.
86. —, Cyrenenmergel und jüngeres Tertiär bei Wiesek. Notizbl. d. Ver. f. Erdkunde und der Großh. Hess. Geol. L.-A. Darmstadt, 1909, IV. F.-Heft 30, S. 68—86.
87. —, Geologische Skizze des Vogelsberges und Beschreibung der Exkursionen in der Umgebung von Gießen. Das. 1910, IV. F. H. 31, S. 63—105.
88. —, Zwei pleistocäne Tuffvorkommen in der Wetterau. Das. 1912, IV. F. Heft 33, S. 55—67.
89. —, Erläuterungen zu Blatt Gießen der Geol. Spez.-Karte des Großherzt. Hessen. Darmstadt 1913.

90. Schottler, W., Desgleichen Erläuterungen zu Blatt Allendorf. Darmstadt 1913.
91. Selbach, K.: Geologische Beschaffenheit des Westerwaldes. Jahrb. d. Nass. Ver. f. Naturk. 1866, Bd. 19 und 20, S. 522—523.
92. Siegert: Zur Theorie der Talbildung. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 1910, Bd. 62, Mon.-Ber. S. 1—13.
93. Steinmann: Über das Diluvium am Rodderberge. Sitz.-Ber. der Niederrh. Ges. f. Natur- und Heilkunde, Bonn 1906, Sitz. 3. XII. Sep. Abdr. S. 1—13.
94. —, Über älteren Löß im Niederrheingebiete. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 1907, Bd. 59, Mon.-Ber. S. 5—7.
95. —, Über die Beziehungen zwischen der Niederrheinischen Braunkohlenformation und dem Tertiär des Mainzer Beckens. Ber. über die Vers. des Niederrhein. Geol. Ver. Bonn 1907, S. 12—18.
96. Steuer: Die Gliederung der oberen Schichten des Mainzer Beckens und ihre Fauna. Notizbl. Darmstadt f. 1909, IV. F. Heft 30, S. 41—67.
97. Stille, H.: Das Alter der Deutschen Mittelgebirge. Centr.-Bl. f. Min., Geol. und Pal. 1909, Nr. 9, S. 270—286.
98. —, Die tektonischen Verhältnisse des östlichen Vorlandes der südlichen Egge. Erl. z. geol. Spez.-Karte von Preußen, Bl. Driburg, S. 27 ff.
99. Stremme, H.: Über Feldspatresttone und Allophantone. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 1910, Bd. 62, Mon.-Ber. S. 122—128.
100. —, Über Kaolinbildung. Z. f. pr. Geol. 1908, Bd. 16, S. 122—128.
101. —, Überreste tertiärer Verwitterungsrinden in Deutschland. Geol. Rundschau, Bd. I, 1910, Bespr. S. 337—344.
102. Tilmann, N.: Das Deckgebirge des Produktiven Carbons in Westfalen, am Niederrhein und in Holland nach neueren Untersuchungen. Geol. Rundschau, Bd. 1, 1910, Bespr. S. 84—93.
103. Werveke, L. van: Die ursprüngliche Umrandung der Trierer und Luxemburger Bucht und die Versandungen im Lias innerhalb dieser Bucht. Ber. über die Vers. des Niederh. Geol. Ver. 1910, Bd. 67, D, S. 37 bis 50.
104. Wunstorf, W.: Über Löß und Schotterlehm im Niederrheinischen Tiefland. Verh. d. Nat. Ver. f. Rheinl. und Westf. Bonn 1912, Bd. 69, S. 293 bis 340.
105. Wunstorf, W. und G. Fliegel: Die Geologie des Niederrheinischen Tieflandes. Abh. der Pr. Geol. L.-A. Neue Folge Heft 67, Berlin 1910.

Weitere Literatur siehe bei E. Kaiser: Die geologische und mineralogische Literatur des Rheinischen Schiefergebirges und der angrenzenden Gebiete. (Seit 1887.)

Berlin, den 15. Dezember 1914.

Über diluviale Gebirgsstörungen im hannoverschen Berglande und zur Frage der diluvialen Hebung des Harzes.

Von Herrn **O. Grupe** in Berlin.

Hierzu Tafel 19—21 und 2 Textfiguren.

Die neueren Fortschritte auf dem Gebiete der tektonischen Geologie unserer deutschen Mittelgebirge haben uns gelehrt, daß die gebirgsbildenden Vorgänge in postpermischer Zeit, d. h. die sog. saxonische Faltung sich in mehreren Phasen, nämlich in jungjurassischer, frühsenoner, alttertiärer und jungtertiärer Zeit, abgespielt haben. Der Zweck der folgenden Ausführungen soll nun sein, zu zeigen, daß speziell im hannoverschen Berglande die gebirgsbildenden Prozesse sogar noch in die diluviale Epoche hineinklingen.

Wenn ich dabei vom »hannoverschen Berglande« spreche, so ist zugleich damit ausgedrückt, daß der Aufsatz nicht handeln soll von den durch längere Zeiträume hindurch allmählich erfolgten epirogenetischen Bodensenkungen des Diluviums im Bereiche des hannoverschen Flachlandes, deren schärfere Unterscheidung von den orogenetischen Phasen Stille in seinen letzten Arbeiten[1]) besonders betont, sondern den Gegenstand meiner Ausführungen sollen eben diese orogenetischen Vorgänge bilden, d. h.

[1]) Stille, Senkungs-, Sedimentations- und Faltungsräume. Compte rendu du 11. Congrès Géolog. intern. 1910, S. 819 ff. — Tektonische Evolutionen und Revolutionen in der Erdrinde Leipzig 1913.

die durch zeitweilige Steigerung des tangentialen Druckes hervorgerufenen wirklichen Schollenverschiebungen und Verwerfungen des Diluviums. Es liegen darüber ja schon einzelne ältere Beobachtungen von v. Koenen, Menzel und mir vor, und ich möchte nun auf Grund neuerer Ergebnisse diese Frage näher beleuchten, zumal über die Bedeutung diluvialer Gebirgsstörungen auch in anderen Gebieten in den letzten Jahren wertvolle Beobachtungen erzielt worden sind, um dann in einem zweiten Kapitel Stellung zu der mit diesen Erscheinungen in engstem Zusammenhange stehenden Frage der diluvialen Hebung des Harzes zu nehmen.

A. Diluviale Gebirgsstörungen im hannoverschen Berglande.

Es sind besonders zwei Bezirke im hannoverschen Berglande, die uns in größerem Umfange mehr oder weniger bedeutsame Anzeichen diluvialer Schollenbewegungen erkennen lassen, nämlich das Wesertal in der Gegend südlich Hameln und das westliche und nordwestliche Harzvorland in seiner weiteren Ausdehnung bis zum Leinetal.

1. Das Wesertal südlich Hameln[1]).

Im Gebiete des Wesertals südlich Hameln ist die Mittlere Terrasse des Flusses sowohl im Haupttal wie in seinem Nebentale der Ilse bei Börry durch zahlreiche Kiesgruben aufgeschlossen, die bisweilen auffällige Lagerungsstörungen ihrer Schichten darbieten. So werden die Schotter in der Kiesgrube an der Landstraße zwischen Emmern und Ohr, sowie in der Kiesgrube nördlich Börry von einzelnen Störungszonen durchsetzt, an denen die Schotterschichten sich plötzlich mehr oder weniger tief trichterförmig hinunterziehen, sog. »Wirbel« bilden und nicht selten außerdem um wenn auch meist unbedeutende Beträge gegen

[1]) Vgl. hierzu die Arbeiten des Verf.: Die Flußterrassen des Wesergebietes und ihre Altersbeziehungen zu den Eiszeiten. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 1912, S. 265 ff. — Der geologische Aufbau der Weserlandschaft in der Gegend von Bodenwerder-Eschershausen-Stadtoldendorf. 6. Jahresber. d. niedersächs. geol. Ver. Hannover 1913, S. 148 ff. — Neuere Ergebnisse über die Weserterrassen usw. Dieses Jahrb. f. 1912, S. 480 ff.

einander verschoben sind (vgl. Taf. 19, Fig. 1). In der letztgenannten Kiesgrube bei Börry sind solche Störungen und Verwerfungen derart zahlreich und intensiv ausgebildet, daß an ihnen die Schotter beim Abbau sich wiederholt schollenweise ablösen. Die Kiesgruben liegen beide in vollkommen ebenem Terrain, so daß Gehängerutschungen dabei nicht in Frage kommen können.

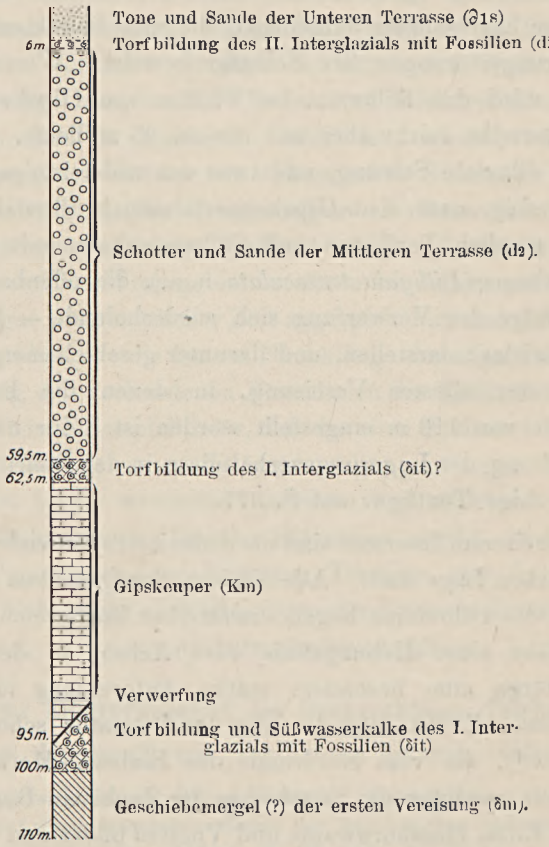
Besonders schön war sodann im Sommer 1912 eine Verwerfung in der Kiesgrube der Dütberge bei Afferde östlich Hameln aufgeschlossen, welche bereits im Bereiche der glazialen Ablagerungen der mittleren Vereisung liegt, die sich unmittelbar südlich davon mit den gleichaltrigen Flußschottern der Mittleren Terrasse vereinigen und verzahnen. Die Sprunghöhe der Verwerfung beträgt hier immerhin 1 m und kommt dadurch besonders scharf zum Ausdruck, daß den glazialen Sanden ein Geschiebemergelblock eingeschaltet ist, der durch die Verwerfung in zwei Stücke auseinander gerissen ist (vgl. Taf. 19, Fig. 2). Sande und Kiese zeigen außerdem entlang der Spalte eine deutliche Schleppung.

Wenn auch die bisher beschriebenen Verwerfungen durch die Aufschlüsse gut zu erkennen und festzulegen sind, so handelt es sich doch immerhin bei ihnen nur um geringe Sprunghöhen. Von weit größerer Intensität aber sind die diluvialen Störungen, die durch zwei in der Unteren Terrasse angesetzte Bohrungen südöstlich Kirchohsen und südöstlich Tündern im Untergrunde nachgewiesen sind. Während nämlich nach den bei sämtlichen Brückenbauten des oberen Wesertals oberhalb Hameln erzielten Aufschlüssen, sowie nach allen übrigen bisherigen Bohrungen im Wesertal, die z. B. bei Bodenwerder das Tal in seiner ganzen Breite durchteuft haben, das ältere Gebirge bereits in einem Niveau von 5—7 m unterhalb des Flußbettes liegt, reicht plötzlich das Diluvium in den beiden genannten Bohrungen bis zu den bedeutenden Tiefen von 30 m, bezw. 62,5 m hinab und besteht zu oberst bis zu der Teufe von 5—6 m aus den tonigen, sandigen und zuletzt torfigen Bildungen der Unteren Terrasse, von denen die letztgenannten der zweiten Interglazialzeit entsprechen dürften, sodann darunter aus mächtigen Weserschottern und Weser-

sanden und schließlich die letzten 3 m hindurch aus torfigen Tonen, die möglicherweise das ältere Interglazial darstellen.

Erst in der angegebenen Tiefe von 62,5 m folgt das ältere Gebirge, und zwar im ersteren Falle Kohlenkeuper, im anderen Falle Gipskeuper. Ich hatte früher angenommen, daß es sich bei diesen Schottern um die ursprünglich in so großer Mächtigkeit aufgeschütteten und nachträglich zur Tiefe gesunkenen Schotter der Oberen Weserterrasse handle. Nachdem ich aber inzwischen festgestellt habe, daß gleich der Oberen Terrasse auch die Mittlere

Figur 1.



Lagerung der Schichten in der Bohrung von Tündern bei Hameln.

Terrasse ehemals eine bedeutende Mächtigkeit von mehreren Dekametern besessen hat, wie man es gerade in dem fraglichen Gebiete auch oberflächlich noch erkennen kann, ist es mir in Rücksicht auf die in der Bohrung Tündern noch tiefer folgenden diluvialen Schichten wahrscheinlicher geworden, daß die Schotter der Mittleren Terrasse angehören, die durch nachträgliche tektonische Vorgänge in ihre tiefe Lage gebracht und dadurch in so großer Mächtigkeit erhalten geblieben sind, während sie gemäß meinen früheren Ausführungen über Tage in wechselndem Grade der Abtragung unterlagen.

Die Bohrung von Tündern hat nun aber noch eine weitere interessante Erscheinung aufgedeckt, die uns die tektonische Natur der Lagerungsstörungen der Schotter beweist. Wie oben schon erwähnt, wird das Diluvium bei 62,5 m von Gipskeuper unterlagert. Derselbe reicht aber nur bis ca. 95 m Teufe. Dann setzt eine neue diluviale Störung, und zwar von widersinnigem Einfallen ein, der zufolge unter dem Gipskeuper abermals diluviale Schichten auftreten, nämlich Torflagen und Süßwasserkalke mit einer interglazialen Fauna (*Bithynia tentaculata* u. a.), die offenbar wiederum eine — infolge der Verwerfung sich wiederholende — Bildung der 1. Interglazialzeit darstellen, und darunter geschiebemergel-ähnliche Schichten der ältesten Vereisung, in denen die Bohrung bei einer Teufe von 110 m eingestellt worden ist. Zur näheren Veranschaulichung der Lagerungsverhältnisse in der Bohrung Tündern diene die obige Textfigur auf S. 377.

Von weiterem Interesse sind die dislozierten diluvialen Schichten ihrer örtlichen Lage nach. Alle die bisher aufgezählten Lagerungsstörungen des Diluviums liegen unmittelbar im Bereiche oder doch in der Nähe einer Hebungslinie oder Achse, in der auch das ältere Gebirge eine besonders starke Aufpressung und Störung erfahren hat. Es ist dies die aus der Literatur schon bekannte Elfas-Achse[1]), die vom Nordrande des Einbeck-Markoldendorfer Beckens aus zunächst die Sattelachse der Zechstein-Buntsandsteinhorste des Elfas, Homburgwalds und Voglers bildet und von Boden-

[1]) Vgl. die geol. Blätter Dassel, Stadtoldendorf und Eschershausen.

werder ab, nachdem sie den nördlichsten Ausläufer des Buntsandsteinzuges gegen Muschelkalk abgeschnitten hat, über Hameln hinaus, also vorzugsweise dem Wesertal folgend, im Bereiche des jüngeren Triasgebirges verläuft. Nur in der Hamelner Stadtforst nordöstlich Hameln ist vorübergehend noch einmal eine Aufpressung des Oberen Buntsandsteins an der Sattelachse erfolgt, im übrigen treten in ihrem Verlaufe nur die verschiedenen Stufen des Muschelkalkes und älteren Keupers zu Tage, die durch den in der Achsenregion besonders stark wirkenden Druck vielfach in einzelne Schollen zerstückelt und verworfen sind und damit umgekehrt nicht selten im Bereiche der Hebungslinie grabenförmige Einbrüche bilden. Eine Gabelung der Achse erfolgt dann noch in der Gegend von Börry, indem sich hier plötzlich Schichten des Wellenkalks inmitten des rings umgebenden Oberen und Mittleren Muschelkalks herausheben, und in demselben Gebiet ist, wie wir sahen, auch das überlagernde Diluvium von tektonischen Störungen betroffen.

Die Aufwölbung des Triasgebirges mit ihren Störungen und Verwerfungen ist aber das Produkt einer viel älteren Gebirgsbildung, die sich im Wesergebiet bereits in mindestens präoligocäner, wenn nicht gar präcretacischer Zeit abgespielt hat, und die diluvialen Störungen stellen nur die letzten Nachklänge des alten Faltungsprozesses entlang den vorhandenen Bruchlinien der Erdkruste dar. Sie bieten ein schönes Beispiel dafür, daß die alten Spalten der Erdrinde unter dem Einfluß neuer Krustenbewegungen sogar bis in die diluviale Zeit hinein wiederholt aufrissen und auflebten.

Was das genauere Alter der Störungen angeht, so dürften sie, da die Ablagerungen der Mittleren Terrasse und der mittleren Vereisung, nicht mehr aber diejenigen der Unteren Terrasse davon betroffen sind, in die zweite Interglazialzeit fallen.

2. Das Einbruchsgebiet des Denkershäuser Teiches[1]).

Schon v. Koenen[2]) hat vor Jahren erkannt, daß der zum

[1]) Vergl. hierzu die geol. Blätter Westerhof, Gandersheim u. Moringen, sowie die diesem Aufsatz beigegebene Skizze der einheimischen und nordischen Diluvialbildungen im westlichen Vorlande des Harzes auf Tafel 21.

[2]) v. Koenen, Über die Dislokationen westlich und südwestlich vom Harz und über deren Zusammenhang mit denen des Harzes. Dieses Jahrb. f. 1893, S. 76.

größeren Teil nachträglich wieder verlandete Denkershäuser Teich einen tektonischen Einbruchskessel von diluvialem Alter darstellt, der, orographisch allseitig von Höhenzügen umgeben, auf einer alten Bruchzone gelegen ist. Es ist dies jene südnördlich verlaufende Bruchzone, die als Fortsetzung der östlichen Randverwerfung des Leinetalgrabens südlich Northeim von dem Buntsandsteinzuge des westlichen Harzvorlandes das aus z. T. recht gestörten Muschelkalk- und Keuperstufen bestehende jüngere Triasgebirge in einzelnen Staffeln abschneidet und weiter im Norden ihr höchstes Ausmaß in den eingesunkenen Weißjura-Schollen des Kahleberges bei Echte und der Gegend bei Dannhausen erlangt. Bezüglich der Einzelheiten dieser tektonischen Verhältnisse sei auf die Darstellung der geologischen Blätter Westerhof und Gandersheim verwiesen.

Indem Herr v. Koenen zeigte, daß nach der geologischen Position des inmitten verschiedener Glieder der jüngeren Trias gelegenen Denkershäuser Teiches zu schließen lokale Salzauslaugungen von diesem Umfange kaum in Frage kämen, schloß er auf seine tektonische Entstehung, und zwar auf eine solche diluvialen Alters, da auf den westlich umgebenden Randhöhen um 40—50 m höher altdiluviale Flußschotter liegen, die, falls der Teich damals schon vorhanden gewesen wäre, diesen notwendig ausgefüllt haben müßten (vergl. Taf. 20, Fig. 1). Der Denkershäuser Teich hat ja seitdem eine gewisse Berühmtheit als immerhin seltenes Beispiel für diluviale Störungen im Gebirgslande erlangt und ist wiederholt der Zielpunkt geologischer Exkursionen gewesen.

Wenn ich nun auf diese Verhältnisse auch wieder kurz eingehe, so geschieht dies auf Grund von Studien, die mir gezeigt haben, daß die diluvialen Einsenkungen, durch die der Denkershäuser Teich entstanden ist, doch augenscheinlich noch einen viel größeren Umfang im Bereich derselben Bruchzone gehabt haben und gleichsam eine diluviale Grabenbildung entlang der alten Bruchzone darstellen.

Wir betrachten zu diesem Zweck die für unsere Frage besonders wichtigen Flußschotter, die in dem Gebiete westlich des Denkershäuser Teiches in einzelnen Schollen aus dem Lößlehm

heraustreten, in ihrer Beschaffenheit und Lagerungsform etwas näher. Das Material der Schotter besteht neben Buntsandsteingeröllen vorwiegend aus Harzgesteinen, Kieselschiefer, Gangquarz, Quarzit und Grauwacke, die zuweilen über Faustgröße erreichen. Zuweilen treten auch aus nächster Nähe stammende und oft nur wenig abgerollte Muschelkalkgesteine hinzu.

Sehen wir zunächt von der gegenseitigen Höhenlage der einzelnen Schottervorkommen ab und betrachten wir sie nur nach ihrer örtlichen Lage, so läßt sich feststellen, daß sie ihren Verlauf vom heutigen Rhumetal aus durch das Düntal bis auf den Uh-Berg und weiter in nördlicher Richtung über den Mühlberg bei Imbshausen bis zum Berberg nehmen, wo die nördlichsten Vorkommen in Gestalt einzelner Gerölle nachgewiesen wurden (vergl. die Kartenskizze auf Taf. 21). Von hier aus ist der Fluß dann gegen Westen am Aßberge und weiterhin am Wehberge vorbei zur Leine bei Hohnstedt abgeflossen, wie noch vereinzelt erhaltene Gerölle auf der Grenze von Muschelkalk und Lößlehm am Aßberge und Wehberge zeigen. Schon dieses örtliche Auftreten der Schotter deutet darauf hin, daß es sich, wie auch schon v. Koenen angenommen hat, um einen alten Lauf der Rhume handelt, der bei Holtensen nach Norden abgebogen und etwa von Eboldshausen ab westwärts zur Leine abgeflossen ist. Die etwaige Vermutung, daß die Schotter von einem weiter im Norden fließenden, im Harz entspringenden Flusse abgesetzt seien, der dann also umgekehrt nach Süden zur Rhume geflossen sein müßte, erscheint dadurch hinfällig, daß in dem fraglichen nördlichen Gebiete bei Echte und Willershausen gleichaltrige Flußschotter auftreten, die aber kein Harzmaterial, sondern ausschließlich aus der nächsten Umgebung stammende Triasgesteine führen und damit zu erkennen geben, daß hier ehemals kein Harzfluß durchgegangen ist.

Es ist nun aber interessant festzustellen, daß der Laufrichtung des alten Rhume-Flusses die Schottervorkommen ihrer Höhenlage nach nicht entsprechen, vielmehr gerade das umgekehrte Gefälle anzeigen, indem sie vom Rande des bei 120 m gelegenen Rhumetales aus allmählich ansteigen und im Uhberg am Denkershäuser Teich schließlich eine Höhe von 185 m und weiter im N am

Mühlberg[1]) gar eine Höhe von 225 m erreichen. Es ergibt sich mithin auf einer Strecke von etwa 6 km ein widersinniges Gefälle der einzelnen Schottervorkommen im Gesamtbetrage von über 100 m, welches nur durch nachträgliche Niveauveränderungen, d. h. in ihrem Ausmaße wechselnde Einbrüche aller Schotter nach ihrer Ablagerung erklärt werden kann. Das höchste Ausmaß der Verwürfe beträgt also bei den am tiefsten gelegenen Schottern am Rande des Rhumetals über 100 m, wenn man berücksichtigt, daß entsprechend der ehemaligen Gefällsrichtung die Schotter hier die höchste Lage eingenommen haben.

Es sind somit z. T. recht bedeutsame Gebirgsstörungen zur diluvialen Zeit in diesem Gebiete vor sich gegangen, und diese verhältnismäßig große Intensität der diluvialen Krustenbewegungen wird uns auch durch die Ergebnisse einer neueren Bohrung veranschaulicht, die unweit der Umbiegung der ehemaligen Rhume nordöstlich Eboldshausen niedergebracht worden ist. Diese hat nämlich, unten im Tal angesetzt, unter dem Löß bis zu einer Teufe von 92 m altglaziale Sande, Mergelsande und Tonmergel durchsunken, die aus dem nördlich benachbarten Gandersheimer Becken, das ja noch heute von mächtigeren Glazialablagerungen erfüllt ist, nach S der alten Rhume zugeführt worden und nachträglich ebenfalls in so erheblichem Maße zur Tiefe gesunken sind. Auch das Auftreten von Kohlenkeuperschichten im Liegenden des Diluviums in der Bohrung weist auf einen bedeutenden tektonischen Einbruch gegenüber den die Höhe des angrenzenden Westerberges bildenden Muschelkalkstufen hin, wenn auch derselbe in seinem größeren Effekt schon durch die älteren Störungen erzeugt worden sein dürfte.

Die oben erwähnten Schotterauffüllungen des Gandersheimer Beckens, aus nordischen Sanden und hercynischen Schottern bestehend, stellen die gemeinsame Ablagerung der Gletscherwässer und Harzgewässer dar, die vor dem heranrückenden Inlandeise als einheitlicher Strom durch das Gandersheimer Becken zum Leine-

[1]) Auf dem geologischen Blatte Westerhof sind diese allerdings auch nur vereinzelt auftretenden Schotter nicht eingetragen.

tal abflossen[1]), und zwar gehören sie nach meinen neueren Feststellungen der ersten Vereisung, bezw. der Oberen Terrasse des Wesersystems an. Aus der gleichen Periode stammen aber auch die alten Rhumeschotter, d. h. sie bilden Überbleibsel der das präexistierende Tal in großer Mächtigkeit erfüllenden Oberen Schotterterrasse, wie sie ja gerade im Oberlaufe des Flußgebietes der Rhume, nämlich am Harzrande bei Osterode in Gestalt von 100—150 m hohen Schotterbergen bis zum heutigen Tage erhalten geblieben ist. Wir gelangen damit zu dem Ergebnis, daß die alten Rhumeschotter am Denkershäuser Teiche die höchsten Schichten der ehemals in so großer Mächtigkeit im Rhumetale aufgeschütteten und nachträglich zumeist wieder zerstörten Oberen Terrasse bilden und während des Endstadiums der Schotterauffüllung des Tales durch irgend welche Umstände, wahrscheinlich auch schon durch tektonische Störungen nach N. hin abgelenkt wurden.

3. Westliches und nordwestliches Harzvorland.

Diluviale Störungen sind aber auch in dem östlich und nordöstlich sich anschließenden Gebiete des Harzvorlandes keine seltene Erscheinung. Ich verweise kurz auf die früheren Feststellungen v. Koenen's[2]), nach denen bei Seesen mit nordischem Kies erfüllte Spalten im Unteren Buntsandstein auftreten, an welchen gelegentlich noch in heutiger Zeit Bewegungen und Erdrutsche stattfinden, oder nach denen in einem Steinbruch an der Straße nördlich Ildehausen glaziale Schotter gleichsam einen grabenförmigen Einbruch inmitten von Kimmeridge-Kalken bilden.

Ganz entsprechende Beobachtungen haben mein Kollege Haack und ich neuerdings in dem weiter nördlich gelegenen Gebiete von Lamspringe, Bockenem und Hildesheim gemacht. Wenn auch die oft recht wirre und steile Lagerung der altglazialen Sande und Kiese allein durch Eisdruck, d. h. durch Einwirkung des darüber weggleitenden Inlandeises erklärt werden mag, so liegen doch an-

[1]) Vergl. O. Grupe, Über glaziale und präglaziale Bildungen im nordwestlichen Vorlande des Harzes. Dieses Jahrb. f. 1907, S. 507 ff.

[2]) v. Koenen, Über postglaziale Dislokationen. Dieses Jahrb. f. 1886, S. 10—12, und Erläuterungen zu Bl. Gandersheim S. 17 u. 20.

dererseits zuweilen Lagerungsformen des Diluviums vor, die entschieden das Walten tektonischer Kräfte anzeigen. So weist das übereinstimmende, um 15° nordöstlich gerichtete Einfallen von Kohlenkeuper und Diluvialschichten in der Sandgrube östlich Gehrenrode bei Lamspringe, das dem generellen Einfallen der sonstigen Triasschichten entgegengesetzt ist, auf einen jugendlichen tektonischen Vorgang hin; so werden die altglazialen Sande in einer Reihe von Sandgruben, am östlichen Ausgange von Bornhausen im Schildautal, bei Breinum westlich Bodenburg und bei Marienrode südwestlich Hildesheim, bisweilen durch Störungen um wenn auch nur geringe Beträge gegen einander verschoben, die sich nur als echte Verwerfungen deuten lassen und die an der letztgenannten Lokalität in ihrem Alter dadurch genauer bestimmt sind, daß sich über die verworfenen Sande der ersten Vereisung der Geschiebemergel der zweiten Vereisung ungestört hinweglegt. Und schließlich beobachtete ich auch in diesem Gebiete gelegentlich mit nordischen Sanden ausgefüllte Spalten im älteren Gebirge, so z. B. im Wellenkalk an der Straße südlich Königsdahlum, die bei oder nach Ablagerung der Sande sich öffneten und diese von oben her in sich aufnahmen. Ein höheres Alter, d. h. in diesem Falle ein durch längere Zeiträume hindurch bestehendes Klaffen der Spalten ist kaum anzunehmen, da sie durch die ständige Abspülung der Gesteinskrume und Gesteinsmassen von oben und den Seiten her bald zugeschlämmt worden sein müßten.

4. Über besonders jugendliche Störungen nach Ablagerung des Jüngeren Lösses.

Durch die bisher behandelten diluvialen Störungen sind im einen Falle — in dem bis zur Leine sich erstreckenden Harzvorlande — die altglazialen Bildungen und die Schotter der altdiluvialen Oberen Terrasse, im anderen Falle — in der Hamelner Gegend — die Ablagerungen der mittleren Vereisung und der Mittleren Terrasse disloziert worden. Das genauere Alter der Verwerfungen ist danach zunächst als frühestens interglazial I, bezw. interglazial II bestimmt. Da nun weiter im Wesergebiet die nächstjüngeren Ablagerungen der der letzten Vereisung zeitlich entsprechenden Un-

teren Terrasse von diesen Verwerfungen nicht mehr mitbetroffen erscheinen, vielmehr sich gleichmäßig über den gestörten wie ungestörten Untergrund hinweglegen, so dürfen wir schließen, daß diese Störungen die letzte Interglazialzeit nicht mehr überdauert haben.

Demgegenüber finden sich aber nun in unserm Wesergebiet bezw. in dem südlich unmittelbar benachbarten Fuldagebiete einzelne Anzeichen, welche auf noch jugendlichere Krustenbewegungen hinweisen, die der Zeit nach Ablagerung des Lösses, also womöglich der Alluvialperiode angehören.

Es wurde oben schon bemerkt, daß nach den früheren Untersuchungen v. Koenen's am Harzrande zwischen Seesen und Herrhausen eine annähernd nordsüdlich verlaufende und vielfach mit nordischem Sand erfüllte, also damit als diluvial sich kennzeichnende Spalte im Unteren Buntsandstein auftritt, in deren Verlauf noch in der Jetztzeit wasserführende Erdfälle und Erdrutsche entstanden sind, wie dies v. Koenen ausführlich beschrieben hat. Ganz ähnliche Erscheinungen beobachtet man sodann in dem oberflächlich zumeist von Lößlehm bedeckten und im Untergrund aus Röt und unterem Wellenkalk bestehenden Gebiete zwischen der Domäne Staufenburg und Gittelde. Hier treten mitten im Lößlehm eine ansehnliche Zahl z. T. umfangreicher Erdfälle auf, die deutlich in zwei Nordsüdlinien angeordnet sind und damit denselben Verlauf nehmen wie die beiderseits im Muschelkalk- und Zechsteingebirge aufsetzenden Nordsüdstörungen[1]). Auf der westlichen Linie zählt man fünf, auf der östlichen sogar zehn Erdfälle. Wenn nun auch in Anbetracht dessen, daß Röt im Untergrunde vorhanden, die Erdfälle durch Gipsauslaugung zustande gekommen sein dürften, so ist doch ihre so starke Anhäufung und vor allem ihre auffällige südnördliche Anordnung nur dadurch zu erklären, daß Südnord-Spalten im älteren Gebirge vorliegen, die nach Ablagerung des Lösses sich von neuem öffneten und dadurch in südnördlicher Richtung sich bewegende Wassermassen dem Gips zuführten.

Augenfällige Lagerungsstörungen im Löß habe ich ferner

[1]) Vergl. das geol. Blatt Seesen, auf dem allerdings die Erdfälle nur zum Teil eingetragen sind.

noch an zwei Stellen, im Wesertal bei Albaxen zwischen Höxter und Holzminden und im Fuldagebiet bei Grifte südlich Kassel, beobachtet. An der ersteren Lokalität zeigen die in einer Ziegeleigrube viele Meter hoch aufgeschlossenen und durch Einschaltung von Wesersanden und stellenweise auch feinen Weserschottern deutlich gebänderten bis geschichteten Lößmassen ein um 10—15° nach S gerichtetes Einfallen, das nicht etwa dem östlich abfallenden Gehänge entspricht und damit nicht als Gehängerutschung erklärt werden kann, sondern aller Wahrscheinlichkeit nach durch tektonische Vorgänge bedingt sein dürfte. Diese Annahme erscheint um so naheliegender, als auch andere Faktoren in demselben Gelände auf tektonische Störungen diluvialen Alters hinweisen, so das Auftreten von eingesunkenen Weserschottern in einer Spalte des Wellenkalkes im benachbarten Steinbruch nördlich Stahle und vor allem die große Mächtigkeit diluvialer Tone, Muschelkalkschotter und Weserschotter im Untergrunde der Lößziegeleigrube von Albaxen, die nach dem Ergebnis einer Bohrung am Saumebach bis zu einem Niveau von mindestens 50 m unter dem Wasserspiegel reichen, während — wie oben schon erwähnt — im allgemeinen das ältere Gebirge bereits bei 5—7 m unter dem Flußniveau folgt, und die durch einen bedeutenderen tektonischen Vorgang in diese tiefe Lage gebracht sein dürften, von dem die Lagerungsstörungen des oberflächlich auftretenden Lösses vielleicht nur die letzten Nachklänge bedeuten.

Noch instruktiver sind die Verhältnisse in der großen Ziegeleilehmgrube bei Grifte südlich Kassel, in der sowohl Älterer wie Jüngerer Löß über einander aufgeschlossen sind, und zwar der Ältere »Löß« durch und durch verlehmt und von sandigen, kiesigen und tonigen Lagen durchsetzt, also wahrscheinlich in toto umgelagert, während der Jüngere Löß nur oberflächlich 1—1½ m stark verlehmt ist, aber gleichfalls durch feine rötliche Sandstreifen stark gebändert und geschichtet ist und zahlreiche Kalkkonkretionen enthält. Diese Schichtstruktur des Älteren und Jüngeren Lösses läßt nun klar erkennen, daß beide in ihrer Lagerung durch Störungen beeinflußt sind. Zunächst fallen die Schichten des Jüngeren Lösses im nördlichen Teile der Grube um 15—20° ein. Da aber das

Einfallen mit dem Gehänge erfolgt, so könnte es sich möglicherweise um eine Gehängerutschung handeln. Nicht zu erklären aber sind auf diese Weise die deutlichen Fältelungen der Schichten des Jüngeren und vor allem des verlehmten Älteren Lösses, die sowohl die Schichten am Hange wie auf dem Plateau zeigen und die ihre tektonische Natur noch dadurch besonders dokumentieren, daß gelegentlich in den Scheiteln einzelner Fältchen kleine Verschiebungen zu beobachten sind (vergl. Taf. 20, Fig. 2).

B. Zur Frage der diluvialen Hebung des Harzes.

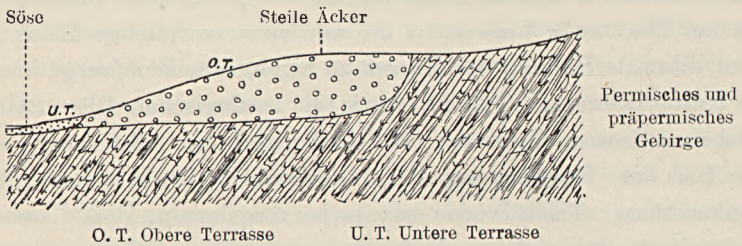
Die in der Umgebung des Harzes nachweisbar vorhandenen diluvialen Gebirgsstörungen legen uns weiter die besonders interessante Frage nach einer diluvialen Hebung des Harzes nahe, die früher auch schon v. Koenen behandelt hat.

Ich glaube nun auf Grund meiner Studien einen Beitrag zu dieser Frage liefern zu können. Ich möchte auf bestimmte Erscheinungen am Harzrande hinweisen, die mir einen wirklichen Beleg für diese diluviale Hebung des Harzes zu bieten scheinen (vergl. hierzu die Kartenskizze auf Taf. 21, sowie die geologischen Blätter Gandersheim, Seesen, Osterode, Gieboldehausen und Lauterberg).

Bei der Besprechung der altdiluvialen Rhumeschotter am Denkershäuser Teich wurde bereits hervorgehoben, daß diese das Endstadium der mehrere Dekameter mächtigen Schotterakkumulation der Oberen Terrasse bilden, die einst zur Zeit des älteren Diluviums in dieser gewaltigen Mächtigkeit die präexistierenden, pliocänen Täler des Wesersystems erfüllte, nachträglich aber größtenteils wieder zerstört wurde, und daß Zeugnis von dieser einstmaligen mächtigen Schotterauffüllung der Täler die Verhältnisse am südwestlichen Harzrande in der Gegend von Osterode-Herzberg geben. In diesem Gebiete finden wir nämlich die Obere Terrasse noch in Gestalt von 100—150 m hohen Schotterbergen vorhanden (vgl. Fig. 2 auf S. 388), die von Badenhausen aus über Osterode bis in die Gegend von Herzberg das Harzmassiv randlich begleiten und auf der anderen Seite von dem ausgedehnten Zechsteinplateau durch Talniederungen geschieden werden. Es handelt sich dabei nicht

etwa um Schuttmassen, die von den Harzgehängen heruntergespült worden sind, sondern es sind — auch entsprechend der Kartendarstellung — vollkommen abgerundete Gerölle von Grauwacke, Kieselschiefer, Quarzit und Gangquarz, die, wie ihr Kontakt mit dem älteren Gebirge zeigt, sich in ihrer bedeutenden Mächtigkeit entlang steilen Uferwänden tiefer Harztäler abgelagert haben und die dann nachträglich zusammen mit den Schichten des älteren Gebirges auf der Höhe zu oft weit ausgedehnten Erosionsplateaus abgetragen worden sind (vgl. Fig. 2). Es sind mit anderen Worten selbständige, plateauartig abgeflachte Schotterrücken. Auch die Tatsache, daß sich am Fuße der Schotterrücken noch vielfach zwei jüngere Schotterterrassen[1]) anlegen, nämlich die Mittlere und in größerer Ausbreitung die Untere Terrasse, zeigt, daß es sich in Wirklichkeit um altdiluviale Flußschotter handelt, die in vorhandenen, tief eingeschnittenen Tälern aufgeschüttet worden sind.

Figur 2.



Profil durch die hercynischen Schotterterrassen bei Osterode am Harz.
Maßstab 1 : 30000.

Es ist nun zweifellos, daß alle diese alten Schottermassen, die an die heutigen Flüsse und Bäche nicht gebunden sind und von denselben heute in verschiedenen, z. T. entgegengesetzten Richtungen durchflossen werden, ehemals von einem einheitlichen Strom abgesetzt worden sind, der, von den verschiedenen Harzgewässern

[1]) Auf den Blättern Lauterberg und Gieboldehausen ist die Untere Terrasse als älteres Alluvium (a3) dargestellt, während die Mittlere Terrasse von den älteren Schottern nicht besonders abgetrennt ist. Auf dem neueren Blatte Osterode ist sodann die Untere Terrasse mit ds2 und die Mittlere Terrasse, soweit sie ausgeschieden ist, mit ds1 bezeichnet.

gespeist, nach Süden zur Oder floß und das Harzvorland unter seinen gewaltigen Schottermassen begrub. Auffällig erscheint zunächst, daß die z. T. erheblich niedriger als die Höhen der Schotterberge gelegene Zechsteinplatte westlich Osterode nach der Darstellung des geologischen Blattes frei von Schottern ist. Doch weisen einzelne auf der Grenze von Zechstein und Lößlehm erhaltene Gerölle darauf hin, daß auch dieses Gebiet einst von Schottermassen bedeckt war, die aber nachträglich fast vollständig wieder abgetragen worden sind. Das heutige Fluß- und Bachnetz am Harzrande, das durch eine im Bereiche der Schotter beim Gehöft »Papenhöhe« gelegene Wasserscheide in zwei Teile geschieden wird, die im Norden der Söse, im Süden der Sieber tributär sind, hat sich erst in der späteren Zeit herausgebildet, aber noch vor Ablagerung der nächstfolgenden Terrassen, der Mittleren und Unteren Terrasse, die den heutigen Flußläufen sich anpassen.

Infolge der späteren Denudationsvorgänge, welche die Schottermassen in wechselndem Grade abgetragen haben, steigen heute die Schotterrücken zu recht verschiedenen Höhen an, und so finden sich die höchsten Schottervorkommen nicht etwa im Norden, aus welcher Richtung die Wassermassen gekommen sind, sondern vie weiter südlich inmitten des gesamten Schottergebietes südöstlich Osterode, wo die Schotter an der Katzenklippe vom Tal aus ununterbrochen um fast 150 m bis zu der gewaltigen Höhe von rd. 400 m aufsteigen, während im Norden bei Badenhausen die Schotter nur bis zu Höhenlagen von etwa 170 m erhalten geblieben sind (vergl. Taf. 21). Entsprechend dem ehemaligen Gefälle der Terrasse müßte also hier im Norden die Oberkante derselben bei mindestens 450 m gelegen haben.

Betrachten wir nun gegenüber diesem gewaltigen Anstiege der Schotter die orographischen Verhältnisse im unmittelbar angrenzenden Vorlande, so können wir feststellen, daß die von quartären Bildungen erfüllte Talniederung in wechselnder Breite von der bei Badenhausen nach Süden umbiegenden Söse ab ununterbrochen entlang dem ganzen Westrande des Harzes bis über Seesen hinaus ins Flußgebiet der Innerste fortsetzt, ohne allerdings in ihrem Verlaufe ein gleichmäßiges Gefälle beizubehalten. Die

höchste Stelle der Talsenke liegt vielmehr bereits bei 245 m in der Mitte zwischen Domäne Staufenburg und Münchehof im Bereiche der Lehmplatte des »Heinrichswinkel«, die damit eine Talwasserscheide zwischen den nach Süden zur Söse und den nach Norden zur Nette-Innerste strömenden Bächen bildet.

Aus diesen Höhenverhältnissen geht also hervor, daß die alten Harzschotter bei Osterode die Wasserscheide der Harzrandniederung nach ihrer teilweisen Abtragung heute noch um über 150 m überragen. Wenn nun auch die Schotter ehemals noch über die Gegend von Badenhausen hinausgegangen sein mögen, so müssen sie doch andererseits irgendwo im Norden durch eine Wasserscheide einen natürlichen Abschluß gehabt haben. Und daß eine solche Schranke bestanden haben muß, daß mit anderen Worten die Osteröder Schotter des Sösegebietes nicht etwa mit den gleichalterigen hercynischen Schottern des dem Innerstegebiete angehörenden Gandersheimer Beckens und Nettetals ehemals in Verbindung gestanden haben, beweist uns ein Vergleich dieser beiden Schotterablagerungen:

Die hercynischen Schotter des Gandersheimer Beckens und Nettetals sind nämlich bereits vergesellschaftet mit glazialen Sanden und Kiesen, die — wie oben schon erwähnt — mit jenen eine gemeinsame Ablagerung der zu einem einheitlichen Strom vereinigten Gletscherwässer und Harzgewässer darstellen und nach meinen neueren Ergebnissen der ersten oder ältesten Vereisung angehören[1]). Denn außer diesen altglazialen Sedimenten sind — genau wie im Weser-Leinegebiet — noch die Bildungen einer zweiten, nämlich der mittleren Vereisung vertreten, die von jener durch die Aufschüttung einer einheimischen Flußschotterterrasse, der sogenannten Mittleren Terrasse, getrennt werden. Diese Mittlere Terrasse wird auf weitere Strecken von einer Grundmoräne überlagert und verzahnt sich schließlich in der Gegend von Hildesheim mit den Vorschüttungssanden der zweiten (mittleren) Vereisung. Und daß wir es tatsächlich mit zwei ver-

[1]) Vergl. O. Grupe, Die Flußterrassen des Wesergebietes usw. a. a. O. S. 292 und O. Grupe, Zur Tektonik und Stratigraphie des Hildesheimer Waldes. 7. Jahresber. d. niedersächs. geol. Ver. Hannover 1914, S. 190 ff.

schiedenen selbständigen Vereisungen zu tun haben, daß die Mittlere Terrasse nicht etwa eine interstadiale Bildung ist, bezeugt die Einschaltung eines interglazialen Torflagers an der Basis der Terrasse in der ehemaligen Zeche Nachtigall bei Höxter im Wesertal. Kurz, die mit den Osteröder hercynischen Schottern gleichalterigen hercynischen Schotter des Nette-Innerstegebietes führen nordische Komponenten, die jenen vollständig fehlen. Und noch ein zweites wichtiges Merkmal unterscheidet die beiden Ablagerungen: die Osteröder Schotter sind durch die Bruchberg-Ackerquarzite charakterisiert, die dem Innerstegebiet angehörigen Schotter im nordwestlichen Harzvorlande nicht. Folglich, so schließe ich, hat niemals ein Zusammenhang zwischen diesen beiden Schotterablagerungen existiert, vielmehr muß zwischen beiden eine Schranke bestanden haben, die, nach der heutigen Lage der Schotter zu urteilen, seit der mittleren Diluvialzeit um 150—200 m erniedrigt sein müßte.

Nun sind uns aber diluviale Erosionen von derartigem Ausmaße und derartiger Intensität aus unserem Flußgebiete nicht bekannt. Im Gegenteil: für das Stromsystem der Weser ist vielmehr charakteristisch, daß die bedeutenderen Talerosionen im festen Gebirge bis ungefähr zur heutigen Talsohle oder gar noch darüber hinaus schon in der Pliocänzeit stattfanden. Die Schichten mit *Mastodon arvernensis* und *Borsoni* liegen, wo sie vorkommen, stets unten in den Tälern oder reichen gar — nach neueren Bohrungen bei Fulda und Hünfeld — innerhalb reiner Erosionstäler über das Talniveau in größere Tiefe hinab[1]), und

[1]) Das verschiedene Niveau dieser tief gelegenen Pliocänschichten, die auch noch stellenweise bis 25 oder 30 m über das Talniveau am Hange hinaufreichen, ist genau so wie bei den Diluvialschottern eine Folge der Denudation, d. h. die einzelnen Pliocänvorkommen sind in verschiedenen Höhenlagen hinterbliebene Überbleibsel einer ehemals einheitlichen Talaufschüttung. Außer diesen in reinen Erosionstälern (Fulda, Hünfeld, Jüchsen südl. Meiningen, Ostheim usw.) zur Ablagerung gelangten Pliocänschichten scheint es auch noch andere zu geben, die an Salzauslaugungsbecken (Berka-Gerstungen) gebunden sind und aus deren Vorkommen man gern einen Einwand gegen meine Auffassung von dem jungpliocänen Alter der Täler des Wesersystems ableitet, aber mit Unrecht. Diese verschiedene Lagerungsform des Pliocäns erklärt sich m. E. am einfachsten dadurch, daß die Entstehung der Auslaugungsbecken zur jungtertiären Zeit die

speziell für das Harzgebiet hat das noch in letzter Zeit eine Arbeit von Wegele[1]) festgestellt, nach der die jüngsten, durch Funde von *Mastodon arvernensis* als Oberpliocän charakterisierten Tertiärschichten im Becken von Düderode-Wiershausen diskordant über dem älteren Tertiär liegen und in situ in dem vorhandenen Talbecken zur Ablagerung gelangt sind. Zu dem gleichen Schluß bin ich übrigens bereits auf Grund meiner neueren — oben schon mitgeteilten — Ergebnisse über die Glazialbildungen im nordwestlichen Harzvorlande gekommen, deren älteste, der ersten Vereisung angehörende Sande und Kiese vielfach bis zur Talsohle oder gar noch darüber hinausreichen und in diesem tiefen Niveau an einzelnen Stellen, wie bei Gr. Rhüden und Juliushütte — im letzteren Falle im Bereiche des präpermischen Grundgebirges, unter dem sicher keine Salze ausgelaugt sind —, von präglazialen Schichten fluviatilen Charakters unterlagert werden, die wir in diesem Falle ebenfalls als oberpliocän ansprechen und den *Mastodon*-Schichten äquivalent setzen dürfen. Die späteren diluvialen Erosionen haben im wesentlichen nur die Ausräumung der allerdings von mächtigen Schottermassen erfüllten Täler bewirkt. Zwar ist bei dieser Ausräumung gelegentlich das ältere Gebirge zu Terrassen mitangeschnitten, was darin zum Ausdruck kommt, daß ein und dieselbe Erosionsfläche sowohl Schotter wie älteres Gebirge abschneidet. Jedoch ist diese Erzeugung diluvialer Felsterrassen nur von untergeordneter Bedeutung gegenüber der vorzugsweise in den lockeren Schottermassen wirkenden Erosion, und für die 150—200 m betragende Abtragung älteren Gebirges am Harzrande zur Diluvialzeit fehlen daher zunächst jegliche Anhaltspunkte, zumal es sich hier um keinen größeren Strom handelt, der die Erosion bewirkt haben könnte, vielmehr

gleichzeitige Herausbildung der Täler wesentlich mitbeeinflußt hat, wie es ja denn auch selbstverständlich ist, daß solchen tiefgelegenen Becken die Tone, Sande und vor allem die auf strömendes Wasser hinweisenden Flußschotter durch fortlaufende Täler zugeführt sein müssen. In jedem Falle aber ändern diese Vorkommen nichts an der Tatsache des anderweitigen Auftretens der Pliocänbildungen in reinen, tief eingeschnittenen Erosionstälern.

[1]) Wegele, Stratigraphie und Tektonik der tertiären Ablagerungen von Oldenrode-Düderode-Wiershausen. Inaug.-Diss. Göttingen 1914.

die gewaltige Abtragung an der Wasserscheide selbst erfolgt sein müßte. Es müssen deshalb andere Faktoren gewesen sein, die diese beträchtlichen Niveauunterschiede in der Diluvialzeit zur Folge gehabt haben.

Man könnte ja nun zunächst daran denken, daß die umfangreichen Salzauslaugungen, die bekanntlich am Harzrande stattgefunden haben, eine nachträgliche Senkung des Vorlandes bewirkt und dadurch die erwähnten Niveauunterschiede hervorgerufen haben. Aber unsere neueren Ergebnisse über das Alter der Gebirgsbildung weisen konsequenterweise auch den Vorgängen der Salzauslaugung zunächst einmal ein höheres Alter zu. Nach unserer heutigen Kenntnis haben die Hauptfaltungsprozesse am Harzrande bereits in präcretacischer, bezw. frühsenoner Zeit sich abgespielt, transgrediert doch am nördlichen Harzrande die Kreide über sämtliche Triasschichten bis einschließlich Buntsandstein. Mithin dürfte die Heraushebung der Zechsteinsalze am Harzrande spätestens bei der zweiten, der frühsenonen Hauptfaltung bis zur Tagesoberfläche erfolgt und die unmittelbar danach einsetzende Auslaugung der Salze am Ausgange der Kreidezeit und während der nachfolgenden Tertiärzeit vor sich gegangen sein. Ob und in welchem Umfange später bei der jungtertiären Gebirgsbildung, die bekanntlich von weit geringerer Intensität als die voraufgehenden gewesen ist, eine nochmalige Heraushebung und anschließend daran eine nochmalige Ablaugung der Zechsteinsalze stattgefunden hat, ist nicht sicher festzustellen. Aber wie dem auch sei, in jedem Falle weisen die Lagerungsverhältnisse der altdiluvialen Schotter selbst darauf hin, daß am Harzrande während der Diluvialzeit keine bedeutenderen Auslaugungen mehr erfolgt sein können. Denn eine nähere Betrachtung der Schotter im Gebiete von Osterode-Herzberg zeigt uns, daß dieselben ganz gleichmäßig aus dem Bereich des präpermischen Grundgebirges durch die Zechsteinformation hindurch in den Buntsandstein hineinsetzen, ohne daß sich irgendwelche Lagerungsstörungen bemerkbar machen, die doch durch nachträgliche Salzauslaugungen im Zechsteingebirge notwendigerweise hervorgerufen sein müßten. Der Auslaugungsprozeß war mit anderen Worten beim Absatze der Schotter am Harzrande im

wesentlichen beendet und kann deshalb die während der Diluvialepoche erfolgten Niveauveränderungen nicht verursacht haben.

Ich komme nach alledem zu dem Schluß, daß der beträchtliche Höhenunterschied zwischen den Schotterablagerungen und der die Wasserscheide enthaltenden Talsenke des Harzrandes nicht oder doch nicht allein durch nachträgliche Erosion, sondern zunächst einmal durch diluviale Hebungen im südwestlichen Gebiete des Harzes und seines Vorlandes bedingt ist. Zwar braucht diese Hebung des Harzes nicht um den vollen Betrag von 150—200 m erfolgt zu sein, sondern die auf die Hebung notwendigerweise einsetzende Erosion wird dann auch noch ihr gutes Teil zur Verstärkung der Niveauunterschiede beigetragen haben. Auf jeden Fall aber liegt dieser morphologischen Neugestaltung als maßgebender Faktor zunächst einmal eine nicht unbedeutende diluviale Hebung des Südharzes oder wenigstens doch Südwestharzes und seines Vorlandes zugrunde.

Die Hebung geschah anscheinend auch nicht für alle Teile gleichmäßig, sondern von wechselnder Intensität, und damit dürfte es vielleicht zusammenhängen, daß die auf die Hebung naturgemäß einsetzende Erosion zu zwei verschiedenen Talsystemen mit einander entgegengesetztem Gefälle führte, daß sich mit anderen Worten im Bereiche der Schotter eine Wasserscheide herausbildete, von der heute nur der südlich gelegene Bezirk nach der Oder, der nördlich gelegene nach der Söse entwässert wird.

Das genaue Alter der Hebungsvorgänge erscheint dadurch bestimmt, daß die nachfolgenden Schotterterrassen, die Mittlere und Untere Terrasse, erst nach dieser Ausbildung der Talsysteme zur Ablagerung gekommen sind. So begleitet die Mittlere Terrasse als ein bis 20 m hoher Schotterwall verschiedentlich das Sösetal oberhalb Osterode und im Süden das Steinau-Siebertal in der Umgebung von Aschenhütte und Herzberg, während die um 5 m ansteigende Untere Terrasse in oft flächenhafter Entwicklung und langer Erstreckung am Rande der Talauen hervortritt (vergl. die beigegebene Kartenskizze auf Taf. 21). Die Hebung würde danach also in die Zeit zwischen Obere und Mittlere Terrasse, d. h. in die erste Interglazialzeit fallen.

Zum Schluß sehe ich mich veranlaßt, noch mit ein paar Worten auf die Arbeit des Herrn BEHRMANN »Die Oberflächengestaltung des Harzes[1])« einzugehen, in welcher der Autor auf Grund morphologischer Studien zwar ebenfalls eine diluviale Hebung des Harzes, aber gerade umgekehrt eine solche des Nordharzes annimmt. So sehr ich es auch begrüßen würde, wenn sich unsere beiderseitigen Ergebnisse harmonisch miteinander in Einklang bringen ließen, so kann ich doch nach meiner Überzeugung den Ausführungen des Herrn BEHRMANN nicht zustimmen. BEHRMANN geht von der irrtümlichen Voraussetzung aus, daß die (größeren) Täler des Harzes, insonderheit des hier uns interessierenden Westharzes erst in der Diluvialzeit entstanden sind. Er faßt daraufhin eine Felsterrasse, seine sog. Mittelterrasse, die z. B. im Ausgange des Innerstetals, dessen Verhältnisse ich hier im besonderen als Beispiel heranziehen möchte, 80 m über einer Unterterrasse, insgesamt 150 m über dem Talboden liegt, als diluvial auf und konstruiert aus dem Abstand der beiden Terrassen, die in gleicher Weise auch noch in den übrigen Tälern des Nordharzes auftreten sollen, eine diluviale Hebung um 70—80 m. Nun glaube ich aber in meinen bisherigen Ausführungen über diesen Gegenstand gezeigt zu haben, daß wie die Täler des Wesersystems im allgemeinen, so auch die Täler unseres Harzgebietes, wenigstens die größeren schon am Ende der Pliocänzeit tief eingeschnitten waren, reichen doch bei Juliushütte im Ausgange des Granetals, also im Bereiche des paläozoischen Gebirges die der ersten Vereisung angehörenden Bildungen, Kiese und Geschiebemergel, bis ungefähr zum Talniveau herunter und werden in diesem tiefen Niveau noch von präglazialen bezw. jungpliocänen Schottern unterlagert. Diese einfache geologische Tatsache entzieht den BEHRMANN'schen Darlegungen den Boden. Denn ich kann dann die bewußte Mittelterrasse BEHRMANN's ebensogut für pliocän halten, die der pliocäne Fluß bei seinem Einschneiden hinterlassen hat, falls man überhaupt diese Terrasse als Teil eines selbständigen Erosionszyklus gelten lassen will und kann, und die weiteren Folgerungen über die diluviale Hebung des Harzes fielen

[1]) Forschungen zur deutschen Landes- und Volkeskunde, XX. Bd. 1913, S. 145 ff.

damit natürlich in sich zusammen. Aber ich kann außerdem auch das ganze Terrassensystem des Herrn Behrmann nicht als richtig anerkennen. Ich habe mich bei meinen Untersuchungen speziell des Innerstetals nicht davon überzeugen können, daß eine Reihe von Terrassen vorhanden sind, die samt und sonders talaufwärts konvergieren und schließlich in den heutigen Talboden auslaufen. Es erscheint mir doch etwas gewagt, die hier und da ganz vereinzelt auftretenden Erosionsstufen im älteren Gebirge zu selbständigen Terrassen zusammenzufassen und sie als selbständige Phasen der Talentwicklung zu betrachten. Ich habe solche Erosionsstufen auch in anderen Höhenlagen beobachtet, die den drei Terrassen Behrmann's nicht entsprechen. Vor allem aber muß ich gegen die Behrmann'sche Methode den Einwand erheben, daß er zwei ganz verschiedene Dinge, nämlich die Oberflächen von Felsterrassen (wenn wir sie einmal so nennen wollen) und die Oberflächen von Schotterterrassen unbekümmert um die zuweilen noch beträchtlichere Mächtigkeit der Schotter aufeinander bezieht und sie als gleiche Stadien der Talentwicklung ein und demselben Terrassensystem einordnet.

Demgegeüber fasse ich die Schotterablagerungen entsprechend der Kartierung — auf Blatt Seesen mit ds, auf Blatt Lutter mit ∂g bezeichnet — als Bestandteile und Überbleibsel ein und derselben Aufschüttungsterrasse, nämlich meiner Mittleren Terrasse des Wesersystems auf, bis auf die im Ausgange des Tales südwestlich Langelsheim befindlichen — mit dg bezeichneten — altglazialen Schotter, die der Oberen Terrasse bew. der ersten Vereisung angehören und mit ihren stellenweise noch bis 40 m an den Hängen hinaufgehenden Schotterdecken die ehemals mächtige Schotterauffüllung der Täler auch im Gebiete des eigentlichen Harzes beweisen. Diese z. T. recht mächtigen Schotterterrassen (Aufschüttungsterrassen) sind nicht, wie es Herr Behrmann tut, mit etwaigen Felsterrassen zu verwechseln[1]), welch letztere ebensowohl durch

[1]) Diese grundlegende Tatsache scheint mir auch in anderen Arbeiten über Terrassenbildungen (z. B. Meinecke, Über die Entwicklungsgeschichte des Werratals. Archiv für Landes- u. Volkskunde d. Pr. Sachsen 1913, S. 77 ff.) nicht genügend beachtet zu sein. Bei derartigen Problemen können m. E. rein morpho-

das Einschneiden des pliocänen Flusses lokal schon erzeugt wie aber auch bei der Ausräumung der hoch aufgeschütteten Schottermassen durch den diluvialen Fluß im anstehenden Gebirge mit entstanden sein können. Von diesem Gesichtspunkte betrachtet könnten gewisse, hauptsächlich in niedrigen Niveaus befindliche Felsterrassen tatsächlich diluvialen Alters sein, was aber nicht sicher zu beweisen ist. In jedem Falle ändert das nichts an der Tatsache der Präexistenz, bezw. des pliocänen Alters der Täler auch im Harz, wenigstens im Westharz, die, wie gesagt, die Behrmann-schen Folgerungen über die diluviale Hebung des Nordharzes als hinfällig erscheinen läßt.

---

logische Studien eben doch nicht zum Ziele führen, und ich bin bei meinen langjährigen Untersuchungen über die Entwicklung der Täler des Wesersystems zu Ergebnissen und Anschauungen gekommen, die mit den gewöhnlichen Ansichten der Morphologen über die in einzelnen Erosionszyklen verlaufende Entwicklung unserer Täler recht wenig harmonieren, wie das im einzelnen aus meinen Arbeiten über den genannten Gegenstand hervorgeht.

Berlin, den 24. November 1914.

Heulandit am Pangelberg bei Nimptsch.

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

Mit 1 Figur.

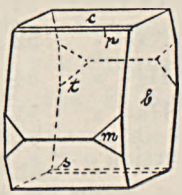
Bei Gelegenheit der geologischen Aufnahmen auf Meßtischblatt Nimptsch (Schlesien) wurde auf dem altbekannten Fundpunkt von Desmin am Pangelberg bei Nimptsch[1]) mit diesem Mineral vergesellschaft Heulandit beobachtet. In einem Hornblendegneiszuge, der mit nordsüdlichem Streichen unmittelbar bei der genannten Stadt ansteht, tritt vielfach Epidot auf, teils als Gesteinsgemengteil des in Zersetzung begriffenen Gneises, teils in selbständigen Spaltenausfüllungen, von denen aus dieses Material auch in die Schichtfugen des Gesteins eingewandert ist. In den bisweilen fast ausschließlich aus Epidot bestehenden Gängen finden sich Drusen mit Quarz in kurzen feinen Nadeln, Opal in knolligen Massen, Desmin in kugeligen, excentrisch strahligen und bündelförmigen Aggregaten, und von diesen umwachsen Heulandit in klaren säuligen Krystallen, die nach der b-Achse gestreckt sind. Doch sind sie derart aufgewachsen, daß die beiden Enden der b-Achse ausgebildet sind, und dabei kann sich auch ein mehr nach dem seitlichen Pinakoid dicktafeliger Habitus entwickeln.

[1]) Sitzungsberichte der naturwiss. Ges. Isis in Dresden, 1834, S. 637; Rammelsberg, Handbuch der Mineralchemie, 1860, S. 829; Fiedler, Die Mineralien Schlesiens, 1863, S. 60; Traube, Minerale Schlesiens, 1888, S. 74. Diese Gelegenheit benutze ich darauf hinzuweisen, daß Fiedler wie Traube das Ergebnis der Zellner'schen Analyse des Desmins (Isis a. a. O.) ungenau wiedergegeben haben. Statt $Fe_2 O_3$ 0,21 ist MgO 0,21 zu setzen.

Nach der Aufstellung, die Des Cloizeaux dem Mineral gegeben hat, weisen die Krystalle des neuen Fundortes folgende Formen auf (siehe Figur):

$$b = \infty P\breve{\infty};\ t = +2P\bar{\infty};\ s = -2P\infty;\ c = 0P;$$
$$m = \infty P \text{ und } p = -{}^1/_8 P\bar{\infty}.$$

Letztere bisher noch nicht beobachtete Form ist an den nur sehr kleinen Krystallen als feines Streifchen zwischen 0P und $-2P\bar{\infty}$ bei der Zonenkontrolle beobachtet und eingemessen worden. Die Berechnung ergab sehr genau $^1/_8$ der Länge der Vertikalachse nach dem von Des Cloizeaux angenommenen Achsenverhältnis. Der Nenner 8 kehrt bei einem Doma derselben Zone an anderen Fundorten wieder.



Die wichtigsten gemessenen Winkel sind:

$$-2P\bar{\infty} : 0P = 116^0\,53'\,15'' - 116^0\,55'\,30''$$
$$+2P\bar{\infty} : 0P = 112^0\,54'\,30''$$
$$-{}^1/_8 P\bar{\infty} : oP = 172^0\,22'\,45''$$
$$\infty P : \infty P = 136^0\,58'\,45''$$
$$\infty P : \infty P\breve{\infty} = 111^0\,15$$

Diese Werte stimmen mit den von anderen Fundpunkten angegebenen annähernd überein.

Das Orthodoma $-2P\bar{\infty}$ pflegt meist stärker entwickelt zu sein als das entsprechende $+2P\bar{\infty}$, so daß die Krystalle auch in der Richtung der Kante $-2P\bar{\infty} : \infty P\breve{\infty}$ etwas gestreckt sind.

Auf dem Klinopinakoid zeigt sich starker Perlmutterglanz; dementsprechend ist auch die Spaltbarkeit nach dieser Fläche ausgezeichnet.

Die optische Achsenebene steht senkrecht auf dem seitlichen Pinakoid und fällt für eine Farbe zwischen Li- und Na-Licht mit der Basisfläche zusammen. Die Auslöschung tritt infolge der

starken gekreuzten Dispersion für die einzelnen Farben nicht präzise ein; die Ebene der optischen Achsen weicht von der Basis im Li-Lichte um etwa 2^0, im stumpfen β-Winkel gemessen, im Na-Lichte um etwa 3^0, im spitzen β-Winkel gemessen, ab. Die I. Mittellinie fällt mit der Symmetrieachse zusammen; der optische Charakter ist positiv.

Der Achsenwinkel konnte dank dem Entgegenkommen des Herrn Geh. Bergrats Liebisch von mir im Mineralogischen Institut der Universität eingemessen werden[1]) und zwar für vier Farben: Li- und Na-Licht, grüne Quecksilberlinie (546 $\mu\mu$) und grüne Heliumlinie (501 $\mu\mu$). Die Messungen ergaben folgende Werte — die eingeklammerten Zahlen geben die Zahl der Messungen an:

2 Ea	für	Li-Licht	51	49	(29)
2 »	»	Na- »	52	23	(30)
2 »	»	Hg- »	54	2	(8)
2 »	»	He- »	55	51	(6)

Demnach ist die Dispersion $\varrho < v$, wie solches beim Heulandit stets der Fall zu sein pflegt, wenn die Achsenebene der Basis parallel läuft.

Eine chemische Analyse konnte wegen des geringen Materials nicht ausgeführt werden.

[1]) Herrn cand. phil. Wegner danke ich auch an dieser Stelle für seine freundliche Hilfe bei der Untersuchung.

Berlin, den 14. Januar 1915.

Die Terrassen des mittleren Saalelaufes.

Von Herren **E. Naumann** und **E. Picard** in Berlin.

Hierzu Tafel 22.

In neuerer Zeit sind anläßlich der geologischen Neuaufnahme einer Reihe von Meßtischblättern durch die Königl. Preußische Geologische Landesanstalt Einzelabschnitte aus dem Flußgebiet der Saale untersucht worden. So wurde das Gebiet zwischen Weißenfels und Halle a. S. von SIEGERT und WEISSERMEL, die Gegend von Naumburg a. S. von E. NAUMANN und PICARD, die Gegend von Jena von E. NAUMANN, die Gegend von Saalfeld von E. ZIMMERMANN neu bearbeitet.

Zu den wichtigsten Ergebnissen dieser Untersuchungen, die besonders durch die neue topographische Unterlage ermöglicht wurden, gehörte vor allem eine Erweiterung der Kenntnis der Flußterrassen, ihrer Gliederung und Altersbestimmung, sowie Beiträge zur Klärung der Frage ihrer Entstehung.

Ungefähr gleichzeitig erschien eine umfangreiche Abhandlung des Geographen K. WOLFF: »Die Terrassen des Saaletales und die Ursachen ihrer Entstehung«[1]), in der die Saale von der Quelle bis in die Gegend von Halle a. S. dargestellt ist. Wir haben diese Arbeit sowie die vorangehende vorläufige Mitteilung in dem Geologischen Zentralblatt besprochen. Der Titel der Abhandlung geht unseres Erachtens über den Inhalt hinaus. Dies leuchtet ohne weiteres ein, wenn man das zur Erläuterung beigefügte Längsprofil der Terrassen mit demjenigen vergleicht, das L. SIEGERT von Halle a. S. bis in die Gegend von Naumburg a. S. entworfen hat[2]). Daraus ergibt sich, daß die WOLFF'sche Bearbeitung der

[1]) Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde XVIII, Heft 2, 1909.

[2]) Dieses Jahrb. für 1909, Bd. XXX, Teil II, Heft 1.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Saale, was Vollständigkeit nach Zahl und Gliederung der Terrassen betrifft, große Lücken aufweist, sodaß sie im Vergleich mit bereits vorhandenen Untersuchungen in dieser Hinsicht zu wenig Fortschritte bringt. Die Unvollständigkeit der Wolff'schen Darstellung legte uns daher den Gedanken nahe, auch den weiteren Mittellauf der Saale, die zwischen den bisherigen Aufnahmen der Geologischen Landesanstalt fehlenden Teilstrecken, nochmals zu untersuchen und die Grundlagen für die bisherigen Ergebnisse zu prüfen, insbesondere da die Auffassungen über die Gliederung und Altersbestimmung von Terrassen der deutschen Flüsse sehr voneinander abweichen.

Wir haben unsere Untersuchungen auf die Blätter Camburg (Picard), Kahla, Orlamünde (Naumann), Rudolstadt, Stadtremda, Blankenburg (Picard) ausgedehnt. Wir wollen darauf verzichten, eine eingehende Darstellung sämtlicher Einzelvorkommen zu geben, da das Wichtige über petrographische Eigenschaften und Fossilführung der Saalekiese bereits aus der Literatur bekannt ist, und beschränken uns darauf, die Belegpunkte für die einzelnen Terrassen der Saale tabellarisch zusammenzufassen. Die Höhenzahlen (über N. N.) beziehen sich bei den präglazialen und interglazialen Terrassen auf die Basis, die sich im allgemeinen leicht mit ziemlicher Sicherheit ermitteln läßt, während man bezüglich der Oberfläche einer Terrasse stets im unklaren ist, wieviel von derselben bereits wieder abgetragen sein kann. Nur von der postglazialen Terrasse haben wir die Oberfläche dargestellt, da die Basis ungefähr in das Niveau der heutigen Saale oder darunter fällt und nur ganz selten zu ermitteln ist, so daß die Darstellung im Profil erschwert, unübersichtlich oder auch unmöglich gemacht wird. Von einer Darstellung der geographischen Verbreitung haben wir leider absehen müssen, da eine solche zu umfangreiche Kartenbeigaben erfordert hätte; wir hoffen jedoch, daß der Leser sich auf Grund der tabellarischen Darstellung auf den Meßtischblättern 1 : 25000 genügend orientieren kann. Der Vollständigkeit halber sind die bereits veröffentlichten Terrassen der Blätter Naumburg a. S. und Jena sowie von Blatt Saalfeld, wo sie neuerdings von E. Zimmermann veröffentlicht sind, eingefügt worden.

		Präglaziale Saaleterrassen										diIσ_1	diIσ_2	diIσ	postgl. Terrasse	Saale
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X					
Bl. Saalfeld	Preßwitz 260	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	260	.	245
	Günthersheil 365, südl. Günthersheil 255	.	.	365	.	.	.	.	.	.	.	.	.	255	.	241
	Quitschenberg, Hohenwarte	.	.	360	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	237
	Hohenwarte	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	260	.	.	.	235
	SW. »	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	250	235
	Wüste Mark Gössitz	.	.	.	.	.	.	305	.	.	.	.	.	.	.	233
	Eichelberg	.	378	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	233
	SO. Eichicht	.	.	.	.	315	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
	Zimmersberg	390	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	231,5
	Nördl. Teufelstal 390, Eichicht 245	390	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	245	.	231,5
	Alte Dorfstelle an der Lohmwand westl. Eichicht	.	370	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	230
	Kaulsdorf	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	245	.	.
	Königszeche	378	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	227
	Breternitz (= südl. N. P. 227)	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	243	.	222
	Fischersdorf 247, 239	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	247	.	239	.	222
	Laasener Culm südöstl. Weischwitz	.	365	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	220
	Gleitsch 380, »Ebene« 275	380	.	.	.	.	.	.	275	.	.	.	.	.	.	217
	Obernitz 235, 220	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	235	220	215
	Pöllnitz	.	.	.	328	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	215
	Steiger	.	360	345	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	215
	Wetzelstein	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	240	.	.	.	.

		Präglaziale Saaleterrassen										dil σ_1	dil σ_2	dil σ	postgl. Terrasse	Saale
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X					
Bl. Saalfeld	Pol	.	.	.	326	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
	Neumühle	.	.	.	.	.	.	290	.	261	.	.	.	.	.	213
	Köditz	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	228	.	212
	Kienberg südl. Garnsdorf	.	.	345	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
	Altgehege	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	240	.	.	.	.
	Taubenhügel	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	225	.	.
	Siechenhaus	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	240	.	.	.	.
	Lerchenhügel	.	.	.	.	.	.	.	.	.	255	.	.	.	.	210
	Graba	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	225	.	.
	Gegenüber Göritzmühle	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	211	206
	Kellerberg	.	.	.	320	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	205
Bl. Blankenburg (Schwarzatal)	Östl. Aue am Berg 280, SO. Kemmritze 230, W. Beulwitz 300, NW. 280	.	.	.	.	300	.	280	.	.	.	230	.	.	.	202
	NO. Schwarza	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	225	220	..	207	.
	SW. Volkstedt	.	.	.	.	.	.	.	.	250	.	.	.	.	.	.
Bl. Stadtremda	Westl. »	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	225	220	.	.	.
	Volkstedt	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	200	195
Bl. Rudolstadt	Südl. Stutenrand b. Cumbach	.	.	.	.	.	.	.	.	243	.	.	.	207	.	192
	Dörnstedt	.	.	.	.	.	280	270	.	.	.	.	.	.	.	.
	Östl. Dörnstedt b. Cumbach	.	.	.	.	.	.	.	255	.	.	.	.	.	.	192
	Rote Hügel	.	336,6	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
	Zwischen Debrahof und Sommerberge 280, Sommerberge 266	.	.	.	.	.	280	266	.	.	.	.	.	.	.	.

		Präglaziale Saaleterrassen										dil σ_1	dil σ_2	dil σ	postgl. Terrasse	Saale
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X					
Bl. Rudolstadt	NO. Sommerberge bei H 249,5	.	.	.	.	.	.	.	.	243	.	.	.	.	.	191
	Zwischen Haselberge u. Teichweiden	.	340	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
	Plinau westl. Oberhasel	.	.	.	.	290	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
	III. Flutgraben	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	195	188
	Weißer Berg	.	.	.	.	.	.	260	.	.	.	.	.	.	.	.
	Westl. Blöschitz bei Kirchhasel	.	.	.	.	.	.	.	250	.	.	.	.	.	.	.
	Ober-Catharinau (Cumbach — Ober-Cath — Kolkwitz)	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	205	.	.
	Wüstung Benndorf 325, Kirchhasel 190	.	.	325	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	190	185
	SW. Kolkwitz (südl. Unterm Stein)	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	210	.	.	.	.
	Nördlich Krumsche zw. Kirchhasel und Etzelbach	.	.	320	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
	Kolkwitz	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	200	.	.
	Westl. Etzelbach	.	.	.	.	.	.	.	240	.	.	.	.	.	.	.
	Etzelbach Nordrand 200, südl. E. 187	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	200	.	.	187	180
	SSO. Weißen	.	.	.	.	.	.	.	235	.	.	.	.	.	.	.
	SO. Weißen	.	.	.	.	.	.	.	.	.	220	.	.	.	.	.
	Galgenberg	.	.	.	.	.	.	.	235	.	220	.	.	.	.	.
	Hünenberg	340	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
	Nördlich Wilhelmshöhe (südl. Herbstgraben) 335, SSO. Oberkrossen (bei H 313) 310	335	.	310	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
	Zweite südl. Beutelsdorf	.	.	.	.	275	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.

		Präglaziale Saaleterrassen										diIσ_1	diIσ_2	diIIσ	postgl. Terrasse	Saale
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X					
Bl. Rudolstadt	Östlich Zweite 260, Fußweg südlich Beutelsdorf 225	.	.	.	.	.	260	.	.	225	.	.	.	.	.	174
	Uhlstädt-Zeutsch	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	195	.	.	.	.
	Südl. Elektr. Werk	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	193	.	.	.	173,5
Bl. Orlamünde	Zeutscher Revier H 313,9	.	.	305	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
	Sieben Buchen	.	.	.	.	275	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
	Kellersberg 320, NNO. Siebenbuchen 272, N. Ruine Töpfersdorf 220	.	320	.	.	272	.	.	.	220	.	.	.	.	.	173
	Herzogl. Forst, westl. Hüttener Grund (H 230,2) 305, östl. Höhe 172,9, bei Zeutsch 232	.	.	305	.	.	.	.	232	.	.	.	.	.	.	.
	Herrenberg 320, SO. Zeutsch 180	.	320	.	.	.	.	.	.	.	.	.	180	.	.	.
	Südl. Krebsmühle	.	.	.	.	.	.	.	.	220	.	.	.	.	.	.
	SW. vom Mordtal 305, östlich Krebsmühle 243	.	.	305	.	.	.	243	.	.	.	.	.	.	.	.
	Hardtberg	.	.	.	.	.	260	.	.	.	.	.	.	.	.	172
	Östl. Niederkrossen	.	.	.	.	.	260	.	.	.	.	.	.	.	.	.
	Bahneinschnitt südl. Orlamünde	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	175	170,4
	Südl. Naschhausen	.	.	.	.	.	.	.	.	.	205	187,5	.	.	.	.
	Spitalberg	.	.	.	.	270	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
	Östl. Freienorla	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	185	.	.	.	.
	SO. Pritschroda 315, W. Pritschroda 285	.	315	.	285	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
	SO. Friedrich-Eiche (Forst 103)	.	.	300	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
	N. » »	.	.	.	285	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.

		Präglaziale Saaleterrassen										diI σ_1	diI σ_2	diII σ	postgl. Terrasse	Saale
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X					
Bl. Orlamünde	Westl. Briestal	.	.	.	.	.	252	.	.	.	.	.	.	.	.	.
	NW. Briestal	.	.	.	.	.	.	238	.	.	.	.	.	.	.	.
	NW. Grünes Haus (SSO. Kl. Eutersdorf)	.	.	.	.	270	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
	S. Kl. Eutersdorf	.	.	.	.	.	.	.	.	210	.	.	.	.	.	.
	Walpersberg 310, N. Gr. Eutersdorf 185	.	310	.	.	.	.	.	.	.	.	185	.	.	.	163
	Westl. Schmölln bei H 300,7	.	.	300	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
	Südl. Papiermühle	.	.	.	.	.	250	.	.	.	.	.	.	.	.	.
	N. Kl. Eutersdorf	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	175	.	.
	Südl. Kahla	.	.	.	.	.	.	.	.	210	.	.	.	.	.	.
	Westl. Lindig	.	.	.	.	.	.	235	.	.	.	.	.	.	.	162
	SO. Löbschütz	.	.	.	.	.	.	230	.	.	.	.	.	.	.	161
Bl. Kahla	Östlich Schießhaus Kahla	.	.	.	.	.	.	.	220	.	.	.	.	.	.	.
	Westlich Kahla	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	183	.	.	.	.
	Nordausgang Kahla	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	165	159
	Gr. Pürschütz	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	171	.	.
	NW. Gr. Pürschütz	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	168	.	.
	W. Kl. Pürschütz	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	180	.	.	.	.
	Mittelberg b. Altendorf 238	.	.	.	.	.	238	.	.	.	.	.	.	.	.	.
	Südl. Ölknitz	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	173,5	.	.	.	.
	Kuhberg	.	.	.	.	258	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
	Rotenstein	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	165	.	.
	SSW. Maua	.	.	.	.	.	.	.	.	.	195	.	.	.	.	.

		Präglaziale Saaleterrassen										di I σ_1	di I σ_2	di II σ	postgl. Terrasse	Saale
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X					
Bl. Kahla	Eichberg b. Sulza	.	.	.	.	.	.	.	210	.	.	.	.	.	.	.
	NW. Sulza	.	.	.	.	.	.	.	.	.	192	.	.	.	.	.
	W. Rutha 165, S. Göschwitz 160	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	165	160	151
	NW. Rutha	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	173	.	.	.	.
	S. Lobeda	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	157	149
	Winzerla	.	.	.	.	.	.	215	.	.	.	.	.	.	.	.
Bl. Jena	S. Unterwöllnitz	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	153	.
	Östlich Ammerbach	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	155	.	144
	Bahneinschnitt südöstl. Lauenstein	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	170	.	.	.	.
	Schubertsburg	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	155	.	.
	Glashütte	.	.	.	.	.	.	.	.	.	190	.	.	.	.	.
	Galgenberg	.	.	.	.	.	.	.	.	.	190	.	.	.	.	.
	S. Wenigenjena	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	165	.	.	.	.
	Zwätzen	.	.	.	.	.	.	.	.	.	186	.	.	.	.	.
	SO. Munketal	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	150	.	.
	SW. Löbstedt	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	149	.	.
	Kunitz, Spielberg	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	160	.	.	.	.
	Südl. Plattenberg	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	158	.	.	.	.
	Südl. Plattenberg	.	280	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	136
	Zw. Kunitz und Golmsdorf	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	142	136
	NW. Bahnhof Porstendorf	.	.	.	.	240	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
	Östlich Neuengönna	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	142	.

		Präglaziale Saaleterrassen									dil σ_1	dil σ_2	dil σ	postgl. Terrasse	Saale
		II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X					
Bl. Jena	Hainichen nördlich Neuengönna . .	.	.	258	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
	Höhe nördlich Burgschädel	.	.	.	250	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
Bl. Camburg	Dorndorf	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	140	.	131
	Östlich Dorndorf	.	.	.	.	.	.	.	.	172	.	.	.	.	.
Bl. Apolda	Dornburg	.	.	.	.	210	.	.	.	.	.	.	.	.	.
Bl. Camburg	Str. Naschhausen-Würchhausen . .	.	.	.	.	.	.	.	.	.	152	.	.	.	.
	Frauenprießnitzer Berge	.	.	.	.	210	.	.	.	.	.	.	.	.	.
	Papiermühle	.	.	.	.	.	.	.	.	170	.	.	.	.	.
	Pfaffenberg.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	145	.	.	.
	SO. Würchhausen (Kgr. am Fuße des Pfaffenberges) 136, Wichmar Linde 154	.	.	.	.	.	.	.	.	.	154	.	.	136	128
	Östlich Wichmar.	.	.	.	.	.	.	.	.	170	.	145	.	.	.
	SW. Rodameuschel am Fuße des Lindenberges	.	.	.	.	.	.	.	.	170	.	.	.	.	.
	Wehrberg	.	.	.	.	.	.	.	.	.	152	145	.	.	.
	NW. Badehaus gegenüber dem Mühlholz	.	.	.	.	.	.	.	.	.	152	.	.	.	.
	Oberhalb Mühle Camburg 170 . . .	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
	Bahnhof Camburg und westlich der Bahn zw. Mühlholz u. Tümpling .	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	135	.	.
	Tümpling	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	138	.	.	.
	Westlich Mollschütz	.	.	.	.	.	185	170	.	.	.	.	.	.	.
	Stöben	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	135	.	.

		Präglaziale Saaleterrassen										diIσ_1	diIσ_2	diIIσ	postgl. Terrasse	Saale
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X					
Bl. Camburg	Stautz	.	.	.	.	.	.	.	.	.	160	.	.	.	.	.
	SW. Schieben	.	.	.	.	.	.	.	.	.	160	.	.	.	.	.
	Schieben	.	.	.	.	.	.	.	.	.	160	150	.	.	.	.
	Stbr. über dem Fährhaus	.	.	.	.	.	.	.	170	.	.	.	.	.	.	.
	Nahe der Schweinsbrücke	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	140	.	.	.	.
	Westl. Kaatschen (NW. Weichau)	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	140	.	.	.	119,7
Bl. Naumburg	Wachthügel	.	.	.	.	.	197	.	.	.	.	.	.	.	.	.
	Blockstation	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	135	.	.	119
	Nordfuß des Wachthügels	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	120	.
	Nördl. Rödigen	.	.	.	.	.	.	.	170	.	.	.	.	.	.	118
	Himmelreich	.	.	.	.	.	195	.	.	.	.	.	.	.	.	.
	Ziegelei Lengefeld	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	116	114,7
	Katze	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	130	.	.	113,4
	Äbtisches Holz	.	.	.	.	.	190	.	.	.	.	.	.	.	.	.
	Pfortaer Forst zw. Kukulau u. Gradierwerk 190, Katzenberg 165	.	.	.	.	.	190	.	165	.	.	.	.	.	.	.
	Rexhausens Weinberg	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	140	.	.	.	.
	Galgenberg	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	130	.	.	.
	Köppelberg	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	140	.	122	.	111
	Hunnenburg	.	.	.	.	.	185	.	.	.	.	.	.	.	.	.
	Weinberg Sanctorum	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	140	.	.	.	.

		Präglaziale Saaleterrassen										dil σ_1	dil σ_2	dil σ	postgl. Terrasse	Saale
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X					
Bl. Naumburg	Straßenschleife an den Weinberghäusern	.	.	.	.	.	.	.	165	.	.	.	.	.	.	.
	Almrich	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	125	.	.	107
	Östlich Laasen	.	.	.	.	.	185	.	.	.	.	.	.	.	.	.
	Nördlich der Kirche Kl. Jena	.	.	.	.	.	.	.	.	.	142	.	.	.	.	.
	Südlich Gr. Jena	.	.	.	.	.	.	.	.	.	134	.	.	.	.	.
	Gerodig	.	.	.	.	.	170	.	.	.	.	.	.	.	.	.
	Grochlitz	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	120	.	.	102,4

Auf Grund der in der vorstehenden Tabelle aufgeführten Vorkommen von Saalekiesen haben wir das beigefügte Profil (Taf. 22) konstruiert. Es muß betont werden, daß wir die Vorkommen einzelner Flußgeschiebe fortgelassen haben; ebenso haben wir Terrassenflächen nicht aufgenommen, auf denen wir keinen Flußkies nachweisen konnten, da es zweifelhaft ist, ob solche Flächen als Flußterrassen aufzufassen sind. Das Profil wurde zunächst im Längenmaßstab 1 : 75000 gezeichnet und für den Druck auf 1 : 150000 reduziert.

Überblicken wir nun dieses von uns entworfene Profil, so unterscheidet es sich von dem von Wolff veröffentlichten durch die erheblich größere Zahl alter Talböden. Wolff hat an der damaligen Gliederung in drei Terrassen festgehalten und die Schwierigkeiten, die sich durch die ungleichen Gefälleverhältnisse ergaben, als die Folge jüngerer Erdbewegungen zu erklären versucht. Wenn wir auch keineswegs bezweifeln wollen, daß Erdbewegungen auch noch während der Quartärperiode stattgefunden haben, so sind diese in der Wolff'schen Darstellung nur theoretisch ohne jegliche Beweisführung verwendet. Viel näherliegend ist doch der Gedanke, daß wir mit drei Terrassen nicht auskommen und daß noch selbständige Zwischenterrassen vorhanden sein müssen. Vorarbeiten zu einer solchen Erweiterung des Terrassensystems haben besonders Siegert (a. a. O.) und E. Zimmermann auf Blatt Saalfeld geliefert. In dem beigefügten Profil ist nun die zwischen den bearbeiteten Teilstrecken der letztgenannten Autoren liegende Strecke der Saaleterrassen eingefügt worden. Wir sind in der Lage, in dem Gesamtlauf der Saale von Saalfeld bis in die Gegend von Naumburg a. S. 10 präglaziale, 2 interglaziale und eine postglaziale Saaleterrasse auszuscheiden. Wenn wir die Gefälleverhältnisse überall genau verfolgen könnten, würden wir vermutlich ähnliche Abweichungen feststellen können, wie Wolff. Zur Erklärung der noch vorhandenen Niveaudifferenzen müssen wir einmal darauf hinweisen, daß doch nur eine relativ geringe Anzahl von Belegpunkten für die einzelnen Terrassen sich nachweisen läßt, während die Terrassen auf großen Teilstrecken zerstört sind,

und sich infolge der Unsicherheit über die Längen der ehemaligen Teilstrecken die Gefälleverhältnisse der älteren Terrassen nicht mehr genau ermitteln lassen. Ferner wollen wir unsere Darstellung, in der wir die uns bekannten Vorkommen auf 10 präglaziale Terrassen beziehen, nicht als abgeschlossen betrachten; wenn auch die Zahl der Terrassen durch weitere Beobachtungen nicht wesentlich größer werden wird, so halten wir immerhin eine von der unserigen abweichende Kombination der einzelnen Vorkommen für möglich.

Durch die Verfolgung der präglazialen Terrassen ist, was bisher nicht möglich war, auch im Oberlauf der Saale festgestellt, welche Terrasse der jüngsten präglazialen Saaleterrasse des Mittellaufes entspricht.

Die interglazialen Saaleterrassen sind in der von SIEGERT bei Halle a. S. durchgeführten Gliederung weiter verfolgt worden.

Die von uns auf Blatt Naumburg a. S. und Jena aufgestellte postglaziale Terrasse haben wir bis auf Blatt Saalfeld verfolgen können, auf welch letzterem Blatt sie ebenso wie in dem unterhalb von Naumburg gelegenen Gebiet bisher als Alt-Alluvium dargestellt worden ist. Das postglaziale Alter dieser Terrasse ist von HENKEL im Jahre 1912 gelegentlich des 43. Anthropologenkongresses[1]) in Weimar in Zweifel gestellt worden und die Frage aufgeworfen worden, daß dieselbe in historischer Zeit abgelagert sein und somit jüngstes Alluvium darstellen könne. Wir möchten darauf erwidern, daß in Lengefeld bei Kösen, wo wir diese Terrasse aufgestellt haben, bis zu 6 m Löß, in der Ziegelei am Prinzessinnengarten in Jena sogar 18—20 m Löß, auf der Terrasse gelegen haben. Wir können uns nicht vorstellen, daß in alluvialer Zeit eine derartige Lößbildung bei Kösen oder in Jena stattgefunden hat. Ferner spricht gegen die Auffassung von HENKEL die in dem Kies nachgewiesene Fauna, unter der sich u. a. ein wohlerhaltener *Rhinoceros*-Schädel befindet, der im Jenaer Mineralogischen Museum aufbewahrt wird. Es scheint uns ausgeschlossen, daß derselbe in jüngster Alluvialzeit umgelagert worden ist und sich in dem Saalekies auf sekundärer Lagerstätte befunden hat.

[1]) Korrespondenzblatt der deutschen Gesellschaft für Anthropologie, Ethnologie und Urgeschichte, XLIII. Jahrg., Nr. 7/12, S. 63.

In der Gliederung ist bei den jüngsten Terrassen, die als interglazial und postglazial bezeichnet wurden, bereits zum Ausdruck gebracht worden, welches geologische Alter ihnen zukommt. Dagegen ist die Frage des geologischen Alters für die älteren Terrassen, die als präglazial bezeichnet wurden, noch nicht vollständig gelöst. Ihre Entstehung fällt z. T. in den Zeitabschnitt, während dessen Thüringen noch nicht mit Eis bedeckt war, in dem jedoch das Inlandeis bereits in Deutschland vorgedrungen war; dafür spricht die in der VI—X. Terrasse nachgewiesene kälteliebende Fauna. Es ist wiederholt die Ansicht vertreten worden, daß ein Teil der präglazialen Terrassen in die jüngsten Abschnitte der Tertiärepoche zu legen sei; es kann sich hierbei nur um die 5 ältesten präglazialen Terrassen handeln, aus denen bisher eine Fauna nicht bekannt ist. Vergleichen wir die vertikale Verbreitung der tertiären Kiese, so ergibt sich, daß das der Saale benachbarte Gelände bereits in tertiärer Zeit der heutigen ähnliche Oberflächenformen gehabt haben muß. Es wird also auch durch diese Untersuchungen der Annahme nicht widersprochen, daß die erste Erosion im älteren Gebirge durch ein tertiäres Flußnetz stattfand und die ältesten, ebenfalls tertiären Saaleterrassen als Grundlage die tertiäre Landoberfläche Thüringens hatten. Auf solche Beziehungen haben besonders E. Zimmermann, E. Philippi[1]) und E. Naumann[2]) hingewiesen.

Wir kommen zum Schluß zu den Ursachen der Terrassenbildung, für die in erster Linie Krustenbewegungen angesetzt werden. Verfolgen wir in unserem Profil die horizontale Verbreitung der Terrassen, so ist es ganz auffallend, daß an der nördlichen Grenze von Blatt Jena die ersten 5 Terrassen aufhören. Wenn auch mancher Terrassenrest unter jüngeren diluvialen Ablagerungen verdeckt oder bereits wieder zerstört sein mag, so ist diese Grenze doch auffallend und dürfte ohne weiteres durch die ehemalige älteste Eisrandlage in der Nähe von Jena zu erklären

[1]) Über die präoligocäne Landoberfläche in Thüringen. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 62, 3. Heft. 1910.

[2]) Beitr. zur Kenntnis des Thüringer Diluviums. Ebendas. Bd. 64, Heft 2/3, S. 326. 1912,

sein. Für die Klärung der weiteren Frage, wie das Fehlen der älteren Terrassen in der nördlichen Fortsetzung allgemein zu deuten ist, kommen Hebungen des Mittel- und Oberlaufes im Pliocän und älteren Diluvium in Betracht, über deren Ausmaß und Ausdehnung wir bisher in diesem Gebiet wenig Erfahrung haben.

Zur Verbreitung nordischen Materiales im Saaletal fügen wir eine Beobachtung auf Blatt Rudolstadt hinzu. In dem Saalekies südlich »Unterm Stein«, südwestlich von Kolkwitz, fand E. Picard auf dem Ackerboden einen Feuerstein; es ist nicht sicher, ob dieser etwa verschleppt worden ist, da im Anstehenden weder auf Blatt Rudolstadt noch auf Blatt Orlamünde nordisches Material nachzuweisen war.

Vielleicht bietet sich uns Gelegenheit, diese Untersuchungen im Oberlauf der Saale noch weiter fortzusetzen.

Berlin, den 21. September 1914.

Über die Emscher- und Untersenon-Fauna bei Sarstedt.

Von Herrn **Joh. Böhm** in Berlin.

In einem von einem geologischen Übersichtskärtchen begleiteten Aufsatz, betitelt: »Jura und Kreide in der Umgegend von Sarstedt«[1]) gibt v. MARÉES von den südöstlich Hannover zutage gehenden jüngeren Gliedern der Kreideformation nachstehende Schilderung:

»Das Senon liegt fast unmittelbar auf dem unter 40—50° einfallenden hellen Kalk [des Unterturon]. Es bildet den Westabhang des Bocksberges und des Wehmberges hier, des Radlah bei Gleidingen. Die ausgedehnten Fundpunkte stellen das untere Senon von der Z. d. *Am. clypealis* bis zu den Quadratenschichten dar. Höhere Stufen sind nicht mehr vorhanden, ebenso keine tieferen, so daß offenbar oberes Turon und Emscher fehlen. Während das Senon am Bocksberg auf dem Pläner liegt, scheint es am Radlah die Schichten des Gault auffallend diskordant zu überlagern.«

Belege für die Altersbestimmung führt v. MARÉES nicht an.

Der Wehmberg.

An dem Wege von Heisede nach Hotteln sind am Wehmberge in einer flachen Grube unter dünner Diluvialdecke feste, bläulichgraue, langsam zerfallende und dabei sich mit braunem

[1]) Centralbl. f. Min. usw., S. 348, 1913.

Staube überziehende Mergel aufgeschlossen, in denen ich außer einigen Spongienresten keine weiteren organischen Einschlüsse fand.

Ihr gegenüber, rechtsseitig der Straße, ist eine große und erheblich tiefere, nach ihrer starken Bewachsung anscheinend seit langem verlassene Grube gelegen. In ihrer hinteren Ecke wurden in einem Mergel, der petrographisch mit dem in der linksseitigen Grube anstehenden völlig übereinstimmt, nachstehende Arten, herausgewittert, beobachtet:

Flabellina cordata Reuss hh.[1])
Cristellaria rotulata Lam.
Craticularia cf. *Roemeri* Schrammen
Rhizopoterion sp.
Guettardia sp.
Porosphaera globularis Phill. sp. hh.
» cf. *galeata* Stoll. h.
Cliona cf. *Conybeari* Morr.[2])
Caryophyllia centralis Lonsd. sp. h.
Synhelia sp.
Tylocidaris Gosae Schlüt.
Stereocidaris sceptrifera Mant. sp. h.
Dorocidaris subvesiculosa d'Orb. sp. h.
» *pseudopistillum* Cott.
Phymosoma spatuliferum Forb.
» cf. *Königi* Mant.
Spatangidarum gen.

[1]) hh = sehr häufig, h = häufig.

[2]) Grönwall (Borrade ekinidtaggar från Danmarks Krita. Medd. Dansk. geol. Foren., 6, p. 33, 1900) beschrieb aus dem Bryozoenkalk Echinidenstacheln, welche von zylindrischen Löchern tief durchzogen sind. Diese sind wahrscheinlich auf die Tätigkeit von Bohrmuscheln zurückzuführen. Unter dem vorliegenden Material sind vorzüglich die Stacheln von *Stereocidaris sceptrifera* Mant. und die Inoceramenschalen mit im Durchmesser ebenso (2 mm) weiten, jedoch erheblich seichteren Vertiefungen — sie reichen bei den bis 4 mm dicken Inoceramen bis auf die innerste Schalenlage hinab —, bedeckt.

Nymphaster cf. *marginatus* Slad. h.
Metopaster Parkinsoni Forb. sp.
Stauranderaster sp.
Isocrinus carinatus A. Roem. sp. h.
Bourgueticrinus ellipticus Mill. sp. hh.
Serpula amphisbaena Sow. hh.
» *gordialis* v. Schloth. hh.
» *granulata* Sow.
Bryozoarum gen. div.
Ancistrocrania Parisiensis Defr.
Rhynchonella ala Markl.
Terebratula cf. *carnea* Sow.
Terebratulina chrysalis v. Schloth. sp.
Magas spathulatus Whlbg. sp.
Ostrea incurva Nilss. hh.
» *vesicularis* Lam. hh.
» *Boucheroni* Coqu.
» *semiplana* Sow. hh.
» *canaliculata* Sow. sp. hh.
Exogyra auricularis Whlbg. sp.
Spondylus spinosus Sow.
» *Dutempleanus* d'Orb.
Pecten cretosus Defr. hh.
» sp. ex aff. *P. membranacei* Nilss. h.
Lima (Limea?) granulata Nilss. hh.
Cyclostreon Nilssoni v. Hag. sp.
» *Böhmi* Stoll. sp.
» *Barroisi* Peron sp. hh.
Inoceramus cfr. *sublabiatus* G. Müll.
Turbo cf. *Boimstorfensis* Grpk.
Delphinula cf. *tricarinata* A. Roem.
Cerithium cf. *Decheni* Gldf.
Muniericeras clypeale Schlüt. sp.
Gonioteuthis westfalica Schlüt. sp. hh.

Actinocamax verus Mill. h.
Bairdia subdeltoidea v. Münst.
Cytherideis laevigata A. Roem.
Otodus appendiculatus Ag.
Lamna subulata Ag.
Corax heterodon Reuss.

Gonioteuthis westfalica Schlüt. liegt in zahlreichen, vortrefflich erhaltenen, typischen Exemplaren vor und kennzeichnet die Fauna als dem

Emscher

angehörig.

Als innerhalb dieser Stufe zonenweisend tritt *Muniericeras clypeale* Schlüt. sp. der *G. westfalica* zur Seite.

M. clypeale Schlüt. sp. kennzeichnet im Verein mit *Inoceramus cardissoides* Gldf. am Salzberge bei Quedlinburg, wie Brandes[1]) und Burmester[2]) gezeigt haben, die jüngsten Schichten als Emscher. Diese Altersdeutung findet einerseits in der Vergesellschaftung beider Cephalopoden am Wehmberge, anderseits in der Überlagerung des Wehmbergmergels durch die untersenonen *Marsupites*-Schichten bei Gleidingen ihre Bestätigung. Demgemäß ist auch die vorstehende Fauna des Wehmberges als solche des Obersten Emscher, nicht des Untersenon anzusprechen, wohin v. Marées sie im Anschluß an G. Müller[3]) wies.

Es ist sonach der Emscher bei Sarstedt, allerdings in seiner jüngsten Zone, zur Ablagerung gekommen. Und dies nicht allein am Bocksberge bei Sarstedt sowie zwischen dem Radlah und Streitberge bei Gleidingen, sondern auch an den Gehrdener

[1]) Brandes, Bemerkungen zu Herrn R. Wegner's Aufsatz: Die Granulatenkreide des westlichen Münsterlandes. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges., 57. Prot., S. 577, 1905.

[2]) Burmester, Die Molluskenfauna des Salzbergmergels. Dieses Jahrb. 35 (2), S. 35, 1914.

[3]) G. Müller, Über die Gliederung der *Actinocamax*-Kreide im nordwestlichen Deutschland. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges., 52. Prot., S. 38, 1900.

Bergen südwestlich Hannover[1]) und weiter südlich bei Emmerke nahe Hildesheim[2]). Hier liegt er, wie an den beiden Lokalitäten bei Sarstedt und Gleidingen dem Pläner bezw. dem Gault[3]), gleichfalls diskordant dem Aptien auf.

Der Radlah.

An der Chaussee von Gleidingen nach Ös„selse werden am Radlah für eine Dampfziegelei graue tonige Mergel abgebaut, die unter der Einwirkung der Atmosphärilien leicht breiartig zerfließen und in die eine mäßig reiche Fauna eingebettet ist.

Cristellaria rotulata Lam.
Guettardia striata Schrammen
Stereochlamis sp.
Porosphaera globularis Phill. sp.
» *nuciformis* v. Hag. sp.
Pentagonaster quinqueloba Gldf. sp.
Marsupites testudinarius v. Schloth. sp. hh.
Bourgueticrinus ellipticus Mill. sp.
Dorocidaris subvesiculosa d'Orb. sp. h.
Spatangidarum gen.
Serpula ampullacea Sow.
Isocrania Egnabergensis Retz. sp.
Terebratula cf. *carnea* Sow.
Terebratulina chrysalis v. Schloth. sp.
Ostrea incurva Nilss.
Ostrea semiplana Sow. hh.
Pecten cretosus Defr.
» sp. ex aff. *P. membranacei* Nills.

[1]) Schöndorf, Der geologische Bau der Gehrdener Berge bei Hannover. 6. Jahresber. Niedersächs. geol. Ver., S. 86, 1913.

[2]) Schröder, Über Oberen Emscher westlich Hildesheim und die Regression des Emschers im Harzvorlande. Dieses Jahrb., 32 (1), S. 233ff., 1911.

[3]) v. Marées, a. a. O. Sarstedt, S. 350.

Cyclostreon Nilssoni v. Hag. sp.
» *Hantonensis* Bryd. sp.
Inoceramus sp.
Gonioteuthis granulata Blv. sp. hh.
Actinocamax verus Mill.
Fischwirbel.

Die beiden Arten:

Marsupites testudinarius v. Schloth. sp.
Gonioteuthis granulata Blv. sp.

drücken der Fauna durch ihre Häufigkeit das Gepräge und zugleich die Altersstellung als der Zone des

Marsupites testudinarius v. Schloth. sp.

im Unteren Senon und nicht den Quadratenschichten angehörig auf, wie v. Marées angibt.

Die Granulatenschichten bedecken auch am Gehrdener Berge[1]) den Oberen Emscher; auch »hat sich *Marsupites testudinarius* in den Tongruben an der Fösse zwischen Linden und Limmer, in der Niederung N.-W. vom Lindener Berge bei Hannover, und zwar nach Angaben v. Strombeck's ziemlich häufig gefunden«[2]).

Der Bocksberg.

v. Marées[3]) bemerkt, daß »das Senon . . . am Bocksberg und am Radlah mit Quadratenkreide aufhört«.

Versteinerungen gelang es mir zwar nicht am Bocksberg zu finden. Da jedoch der Mergel hier durchwegs mit dem des Wehmberges petrographisch übereinstimmt — v. Marées setzt ersteren in seinem eingangs angeführten Aufsatz auch in die

[1]) Schöndorf, a. a. O. Gehrden, S. 80.
[2]) Schlüter, Cephalopoden der oberen deutschen Kreide. Palaeontogr., 24, S. 118, 1876.
[3]) v. Marées, Der Sarstedt-Sehnder Salzhorst. Kali, 7, S. 26, 1913.

Zone des *Muniericeras clypeale* —, und da auch die untersenonen *Marsupites*-Schichten hier nicht entwickelt sind, so ist das Vorkommen der Quadratenschichten am Bocksberg nicht wahrscheinlich.

Die diskordante Auflagerung des Obersten Emscher auf älteren Gliedern der Kreideformation sowie das Fehlen der Quadratenschichten bei Sarstedt stehen im Einklang mit Ergebnissen, die Schöndorf bei seiner erneuten Untersuchung der Gehrdener Berge gewonnen hat.

Berlin, den 6. Januar 1915.

Über die untersenone Fauna bei Burgsteinfurt und Ahaus.

Von Herrn **Joh. Böhm** in Berlin.

In seinem Aufsatze: »Die Kreidebildungen Westphalens. Eine geognostische Monographie« erwähnt F. ROEMER[1]), daß bei

Burgsteinfurt

»am südlichen Abhange des Seller Esch nach BECKS mehrere Steinbrüche gelegen sind, in welchen unter einer schwarzen sandigen Ackerkrume zunächst ein in zolldicke Lagen getheiltes kalkigsandiges Gestein und unter diesem bis zu einer Tiefe von 12 bis 15 Fuß leicht zerfallende $^1/_2$ bis 2 Fuß dicke Schichten eines sandigen Gesteins mit grünen und schwarzen Pünktchen aufgeschlossen sind. Versteinerungen sind dieser Schichtenfolge bis auf eine Art der Gattung Avicula[2]), die, wie es scheint, mit einer Art des Mergels von Coesfeld identisch ist, hier ebenso fremd als in den östlich und südlich von Steinfurt gelegenen Hügeln«. ROEMER[3]) bezeichnete dieses Vorkommen als »den am weitesten gegen Norden vorgeschobenen Punkt des oberen Kreidemergels in der Gegend nördlich von Münster« und als wahrscheinlich der Zone der *Belemnitella mucronata* angehörig.

Gegenwärtig befindet sich am Seller Esch nur noch ein Bruch (eingetragen auf dem Meßtischblatt Metelen an der

[1]) Zeitschr. Deutsch. geol. Ges., 6, S. 191, 1854.

[2]) Es ist dies wohl *Cyclostreon Barroisi* PERON sp., welche Bivalve hier häufig ist.

[3]) ROEMER, a. a. O. S. 208.

Chaussee Burgsteinfurt—Langenhorst, gegenüber dem Gehöft Lammering), dem von Zeit zu Zeit nach Bedarf Steine für Fundamentierungen entnommen werden. Wegner[1]) hat zwei in den Jahren 1903 und 1904 aufgenommene Profile desselben mitgeteilt und die bisherige Altersdeutung auf Grund des Vorkommens von

Uintacrinus westfalicus Schlüt.

dahin richtig gestellt, daß die Schichten dem durch dieses Fossil gekennzeichneten Horizont an der Basis des Untersenon angehören.

Der Bruch ist zurzeit zum Teil zugeschüttet, jedoch konnte ich auf der Halde zu den von Wegner[2]) erwähnten

Pentacrinus sp.?
Acrodus sp.

eine weitere Anzahl von Versteinerungen sammeln:

Porosphaera globularis Phill. sp.
Isocrinus sp.
Bourgueticrinus ellipticus Mill. sp.
Antedon semiglobosus Schlüt.
Metopaster Parkinsoni Forb. sp.
Stereocidaris cf. *sceptrifera* Mant. sp.
Dorocidaris cf. *subvesiculosa* d'Orb. sp.
Phymosoma cf. *Königi* Mant.
Serpula amphisbaena Sow.
Rhynchonella ala Markl.
Terebratula cf. *carnea* Sow.
Terebratulina chrysalis v. Schlotth. sp.
Argiope cf. *Buchi* v. Hag.
Thecidium sp. ex aff. *Th. hieroglyphici* Defr.
Ostrea vesicularis Lam.
» *canaliculata* Sow. sp.
Exogyra auricularis Whlbg.

[1]) Wegner, Die Granulatenkreide des westlichen Münsterlandes. Ebenda, 57, S. 136, 1905.

[2]) Wegner, a. a. O., Granulatenkreide, S. 137 u. 222.

Lima (Limatula) semisulcata Nilss.
Inoceramus sp. indet.
Cyclostreon Barroisi Peron sp.
Scalpellum Franciscae Joh. Böhm
Belemnites sp.
Oxyrhina Mantelli Ag.

Die lockeren wie die festen Gesteinsbänke erweisen sich aus Bruchstücken von Bryozoen, einzelnen Kelchtäfelchen und Armgliedern von *Uintacrinus westfalicus,* Stielgliedern von *Bourgueticrinus ellipticus,* mehr oder weniger vollständigen Stacheln und Asseln von Echiniden, Randtafeln von Seesternen sowie aus Muscheltrümmern zusammengesetzt; sie stellen ein Strandkehricht dar. Diese wie die vollständig erhaltenen Formen bleiben zumeist an Größe erheblich gegenüber ihren Artgenossen an anderen Fundorten zurück; die Lebensbedingungen scheinen demnach für ihre Entwicklung nicht günstig gewesen zu sein.

Diese in Hügelzügen von Ochtrup über den Seller Esch bis Borghorst sich erstreckende »küstennahe Flachseebildung, die um so auffallender ist, als sich in den tonigen Mergeln von Ahaus zwischen der am Südrande des Münsterlandes hinziehenden Küste und diesen Bildungen küstenfernere Ablagerungen einschieben, . . . läßt sich nur durch die Annahme erklären, daß im Beginn der unteren Granulatenkreide die Hebung des Teutoburger Waldes schon bis zur Bildung von Inseln oder Landzungen vorgeschritten war.«[1])

Dieselben tonigen Mergel, welche Wegner von Ahaus erwähnt, sind auch unmittelbar bei Burgsteinfurt an der Chaussee, die von dieser Stadt nach Leer führt, in einer Ziegeleigrube unweit der Bahnlinie Ochtrup—Münster unter einer dünnen Diluvialdecke aufgeschlossen, die außer Granit- und Feuersteinfindlingen dichtgepackte Bruchstücke von aus der nahen *Uintacrinus*-Zone stammenden Kalkbänken enthält.

[1]) Wegner, a. a. O., Granulatenkreide, S. 137.

Die beiden Arten:

Marsupites testudinarius v. Schloth. sp.
Gonioteuthis granulata Blv. sp.

drücken der begleitenden Fauna:

cf. *Porosphaera globularis* Phill. sp.
Caryophyllia centralis Lonsd. sp. h.
Spatangidarum gen.
Pentagonaster quinqueloba Gldf. sp.
cf. *Stereocidaris sceptrifera* Mant. sp.
Serpula pentagona Alth
Rhynchonella sp.
Terebratulina chrysalis v. Schloth. sp.
Ostrea incurva Nilss.
» *semiplana* Sow.
Pecten cretosus Defr.
? Spondylus spinosus Sow.
Cyclostreon Böhmi Stoll. sp.
Inoceramus sp.
Gastrochaena amphisbaena Gldf. sp.
Actinocamax verus Mill.
Scalpellum Franciscae Joh. Böhm

in Hinsicht auf die Altersstellung das Gepräge als der Zone des

Marsupites testudinarius v. Schloth. sp.

im Untersenon angehörig auf.

Zu erwähnen bleibt noch, daß im hinteren Teile der Grube dem Mergel in dünnen Lagen flache, abgerundete Toneisensteinknollen mit

Chondrites Targionii Brongn. sp.
Taonurus flabelliformis Fischer-Ooster
Inoceramus Wegneri nov. sp. (= *I. cycloides* Wegner a. a. O., Granulatenkreide, S. 163, Textfig. 5)

eingeschaltet sind.

Die Lagerung der Toneisensteinknollen deutet darauf hin, daß die *Marsupites*-Mergel steil aufgerichtet sind und mit den *Uintacrinus*-Schichten im Kern einen flachgewölbten Sattel bil-

den, dem sich als weiteres Flügelstück die Quadratenschichten in der Zementfabrik bei Leer anschließen.

Ahaus.

Nahe der Stadt Ahaus treten an einigen Stellen unter der Wiesendecke bezw. sehr dünnen Grundmoränenlage graue, sandige Mergel zutage, deren oberste Schicht zur Ziegelherstellung abgestochen wird. »Die Gruben sind sehr flach, da man das in größerer Tiefe anstehende Gestein mit stärkerem Kalkgehalt für diese Zwecke nicht mehr verwenden kann[1].« Jedoch hat die am Südostrande des Ortes gelegene Dampfziegelei ihre Grube, welche zu der Zeit (1905), als WEGNER[2]) von hier

Marsupites ornatus MILL.[3])
Pecten sp.?
Ostrea semiplana SOW.
Scalpellum maximum SOW.[4])

erwähnte, nur dürftig aufgeschlossen war, in der nordwestlichen Ecke 1907 bis auf etwa 1,5 m vertieft. Bei dieser Gelegenheit hat Herr Bergassessor ERICH RUNGE, der auf Anregung des Herrn KRUSCH eine geologische Erkundung des Gebietes durchgeführt hat, nachstehende Fauna gesammelt und dem Geologischen Landesmuseum übergeben:

Porosphaera globularis PHILL. sp.
Spatangidarum gen.
Echinocorys vulgaris BREYN.
Serpula amphisbaena SOW.
» *pentagona* ALTH
Ostrea incurva NILSS.

---

[1]) BÄRTLING, Geologisches Wanderbuch für den niederrheinisch-westfälischen Industriebezirk, umfassend das Gebiet vom nördlichen Teil des Rheinischen Schiefergebirges bis zur holländischen Grenze, S. 314, 1913.

[2]) WEGNER, a. a. O., Granulatenkreide, S. 134.

[3]) Diese Art wird in der Literatur allgemein unter dem vorstehenden Namen aufgeführt. Demgegenüber sei auf die Synonymenliste hingewiesen, welche BATHER in seiner: Note on Marsupites testudinarius, v. SCHLOTHEIM, sp. Quart. Journ. Geol. Soc. London, S. 172, 1889, gegeben hat.

[4]) Fällt in die Synonymie des *Scalp. Franciscae* JOH. BÖHM.

Ostrea cf. *vesicularis* Lam.
Pecten dentatus Nilss.
» cf. *Faujasi* Defr.
Cyclostreon Nilssoni v. Hag. sp.
» *Hantoniensis* Bryd. sp.
Inoceramus balticus J. Böhm
» *lingua* Gldf.
» *cancellatus* Gldf.
Endocostea impressa d'Orb. sp.
Gastrochaena amphisbaena Gldf. sp.
Placenticeras cf. *Schlüteri* Hyatt
Crioceras cf. *cingulatum* Schlüt.
Ancyloceras Krekeleri Wegn.
Gonioteuthis granulata Blv. sp.
Scalpellum Franciscae Joh. Böhm.

Die Granulatenkreide dehnt sich von Ahaus nach Norden gegen Burgsteinfurt, nach Süden gegen Stadtlohn hin aus. E. Runge fand sie in einem Schurfe, den er in 3 km Entfernung südöstlich der Stadt nahe dem Gehöft Brockhaus herstellen ließ. Im Norden erscheint sie wieder im Bett der Aa von der Krämerbrücke (Blatt Nienborg) bis nahe dem Knie, mit dem der Bach gegen Westen umbiegt.

In einem Schurf, den Herr Runge 1000 m östlich des südlichen Kalkbruches auf Hoge Esch machte, fanden sich:

Marsupites testudinarius v. Schloth. sp.
Rhynchonella cfr. *plicatilis* Sow.
Cardiaster sp.
Ostrea semiplana Sow.
Inoceramus cf. *cancellatus* Gldf.
Scalpellum Franciscae Joh. Böhm.

Berlin, den 6. Januar 1915.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
15008

Lindener Mark bei Gießen



Verf. phot.

Fig. 1. Kleineres Erznest (dunkel) im Dolomit (hell);
rechts zwischen Erz und Dolomit freigelegter Harnisch (Rutschfläche).



Verf. phot.

Fig. 2. Großer Tagebau der Lindener Mark (rechts vorn und links im Hintergrunde zerschluchteter Dolomit, dazwischen die größtenteils bereits abgebaute Erztasche).

Druck von Albert Frisch, Berlin W.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
Tł 15008



Verf. phot.

Fig. 1. Aufschluß in den Vallendarer Schottern östlich Bahnhof Höhr.
(Lokalfacies mit überwiegend groben Geröllen von zersetztem Coblenzquarzit.)



Fig. 2. Lubentius-Sauerbrunnen bei Lindenholzhausen (südöstlich von Limburg).
(Bei der Neufassung der Quelle wurde unter dem Tallehm das in der Nachbarschaft der Säuerlings völlig vertonte Grundgebirge — Taunusquarzit — freigelegt. Rechts neben dem Bremsberg eine alte römische Quellfassung aus Eichenstammholz.)

Druck von Albert Frisch, Berlin W.



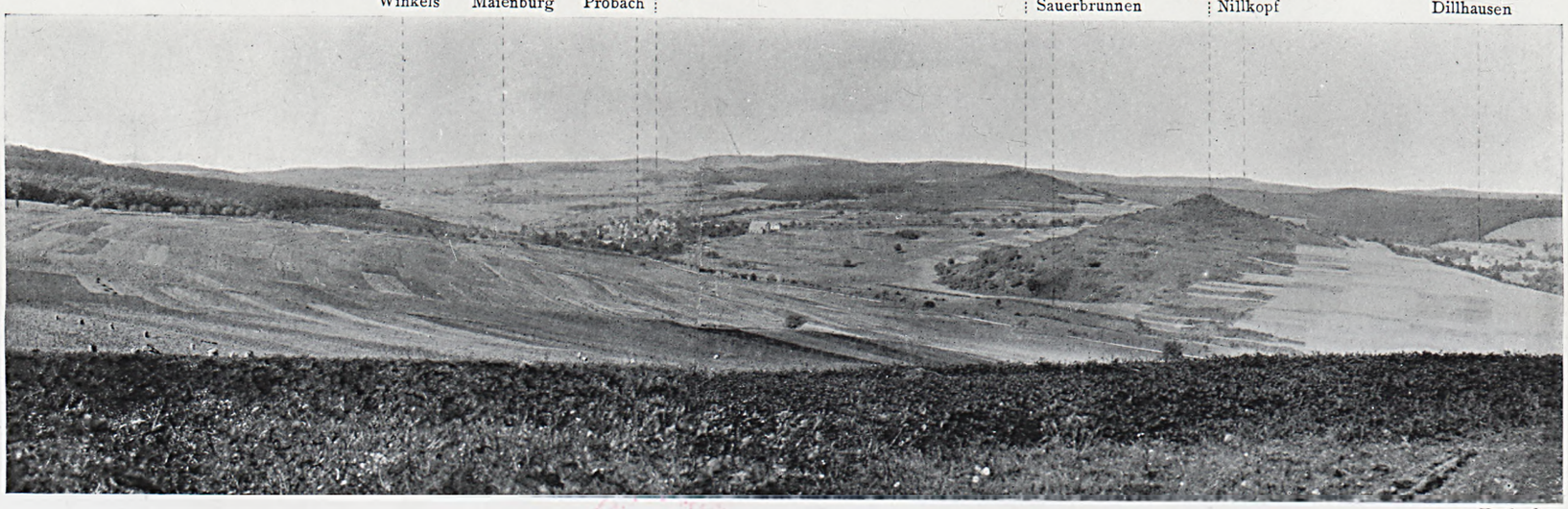
Verf. phot.

Tongrube westlich Hillscheid.

T. weißer und grauer Ton (Vall. Schichten); Bit. Bitumennester darin; B. zersetzter dunkelgrüner Basalttuff;
K. Kieseloolithschotter; L. Löß, unten stark verlehmt; Bi. Bimssteinsand mit Britzbank.

Druck von Albert Frisch, Berlin W.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII



Verf. phot.

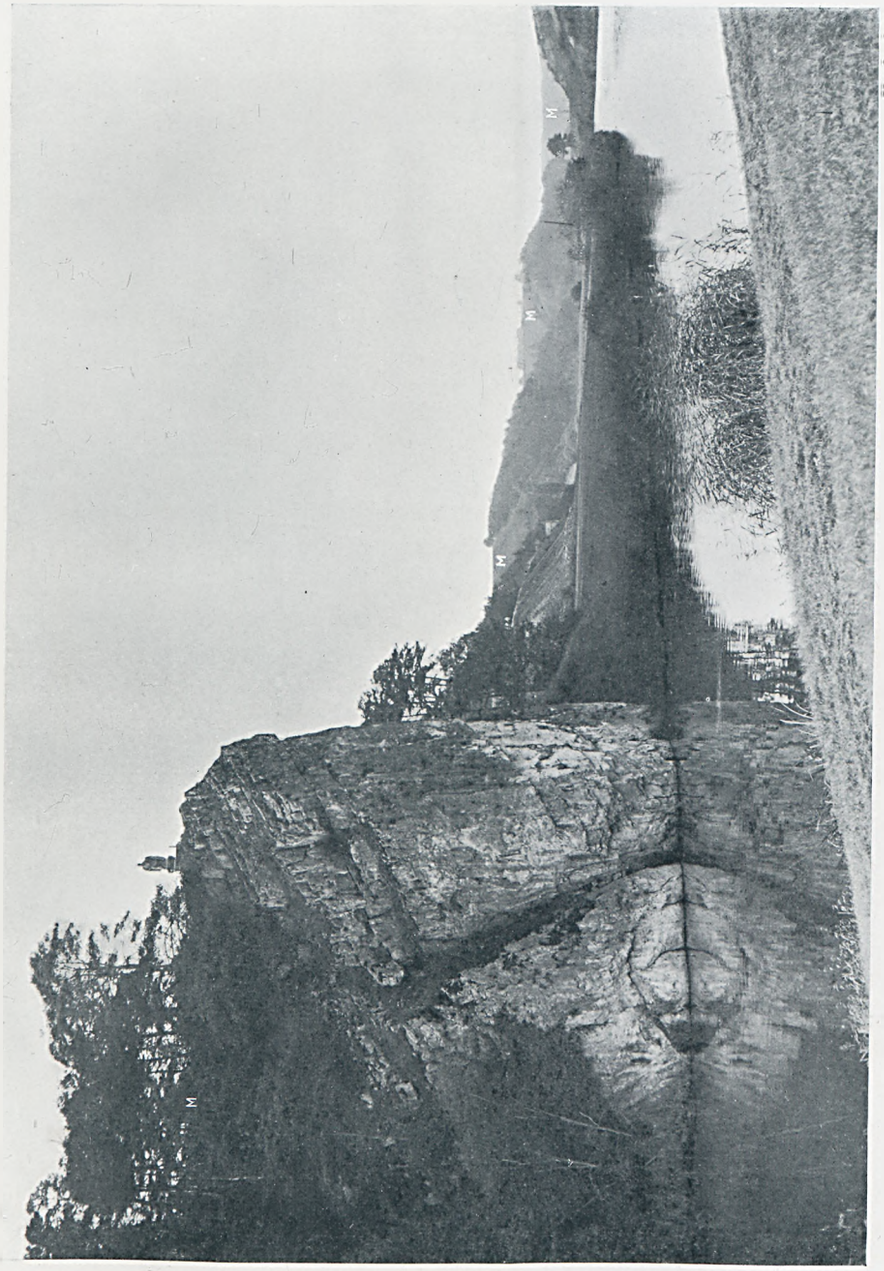
Panorama am Südostrande des Westerwaldplateaus, gesehen vom Almerskopf südöstlich Probach.
Im Vordergrunde verschiedene Primärkuppen (Stein, Hermannsberg), im Hintergrunde die Basaltdecken des Plateaus (Nillkopf bis Winkels).



Verf. phot.

Engtal der Lahn und Lahnschleife bei Weilburg.

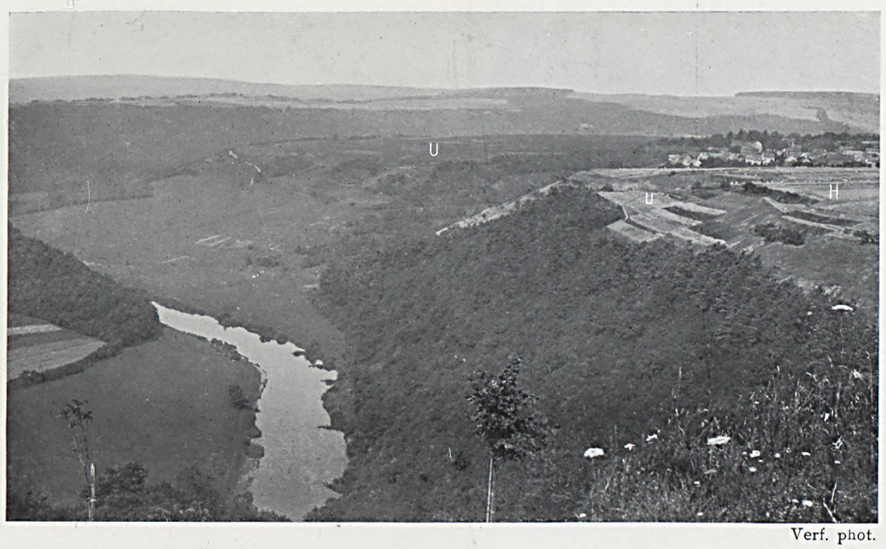
Druck von Albert Frisch, Berlin W.



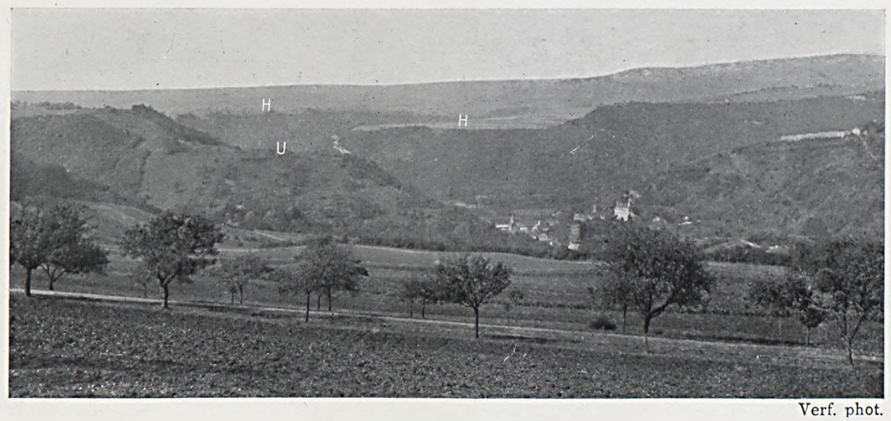
Verf. phot.

Das Lahntal und die obere Mittelterrasse (Limburger Hauptterrasse) zwischen Villmar und Runkel.
(Links im Vordergrunde Mitteldev. Kalkfelsen mit Denkmal Konrads II.; rechts im Hintergrunde Runkel; M = obere Mittelterrasse.)

Druck von Albert Frisch, Berlin W.



Verf. phot.



Verf. phot.

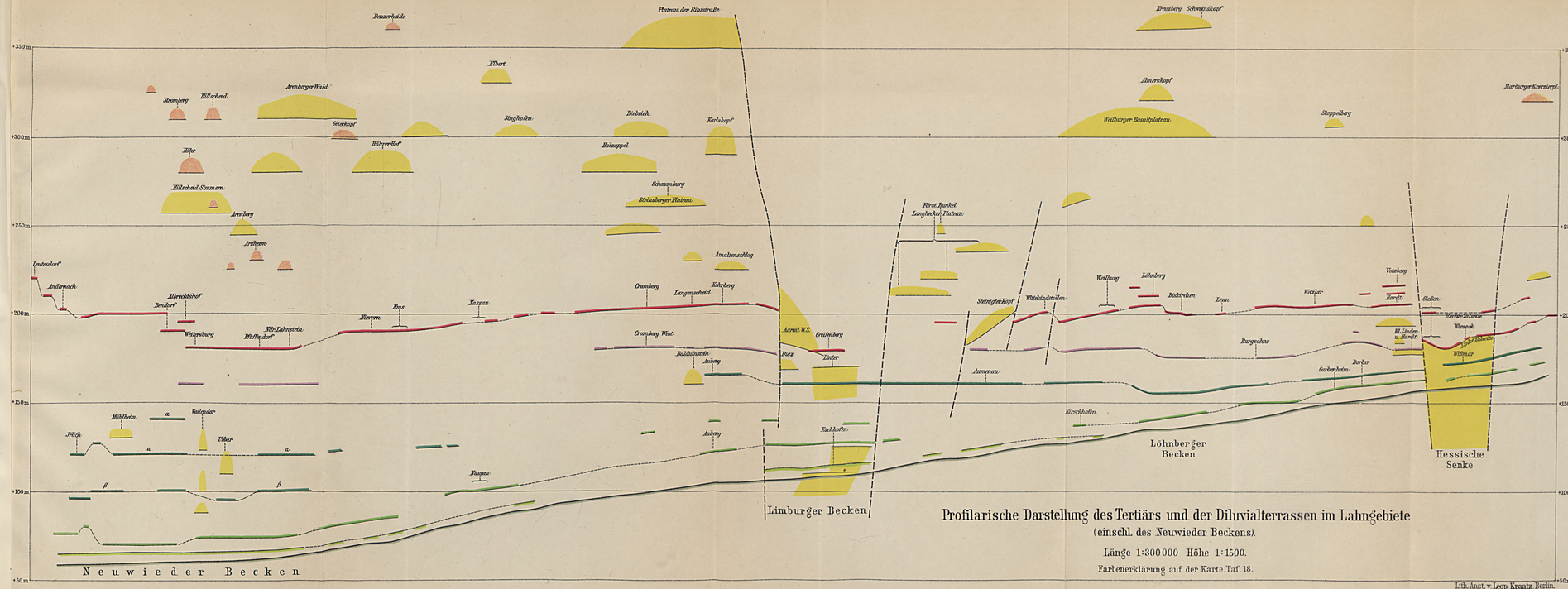


Verf. phot.

Die Hauptterrasse und das Engtal der Lahn bei Cramberg.
Oben: Westseite, unten: Ostseite des Plateaus von Cramberg.
In der Mitte: Blick auf Balduinstein und das Plateau von Cramberg.
H. Hauptterrasse. U. Unterstufe der Hauptterrasse.

Druck von Albert Frisch, Berlin W.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII



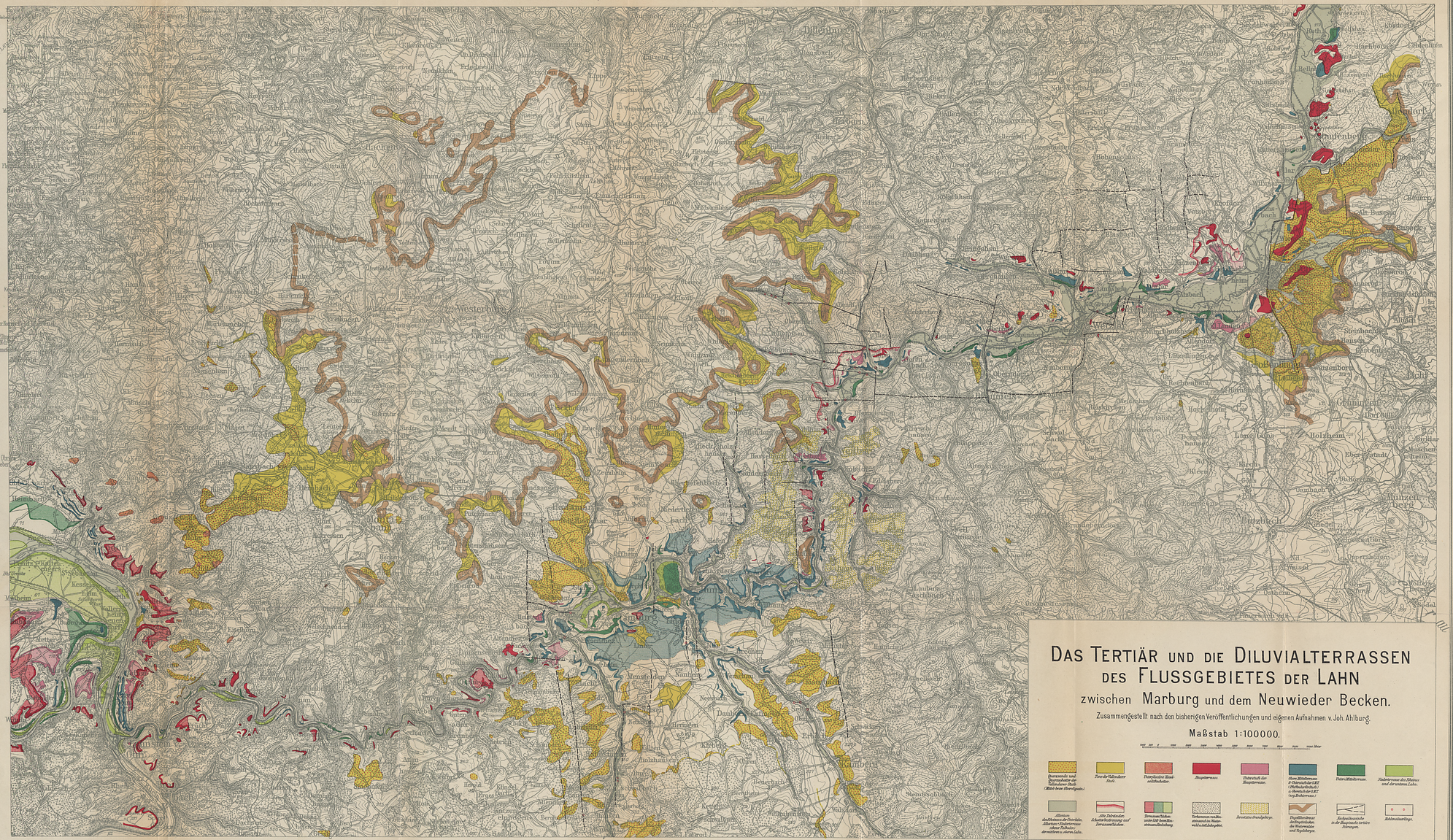
Profilarische Darstellung des Tertiärs und der Diluvialterrassen im Lahngebiete

(einschl. des Neuwieder Beckens).

Länge 1:300000 Höhe 1:1500.

Farbenerklärung auf der Karte, Taf. 18.

Lith. Anst. v. Leop. Kraatz, Berlin.



Lith. Inst. v. Leop. Kraatz, Berlin

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
II-150.08

Figur 1.



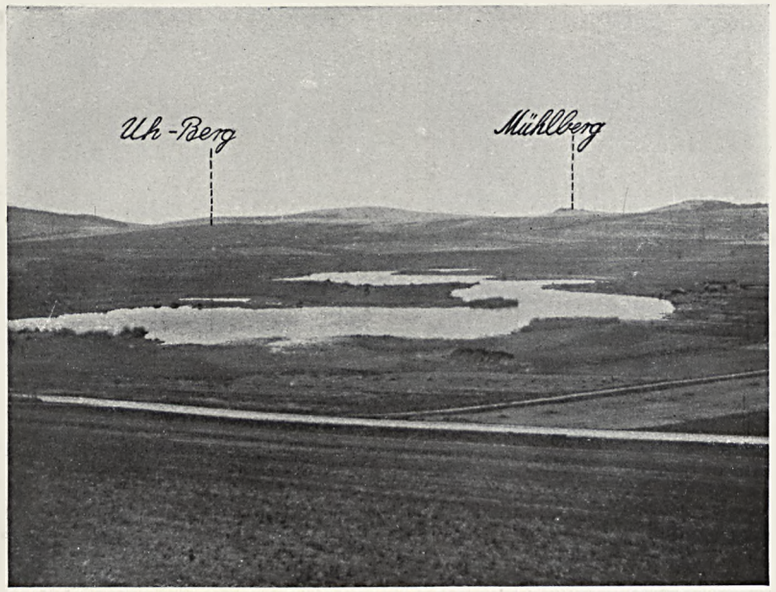
Störungen und Verwerfungen in der Kiesgrube nördlich Börry, welche die Schichten der Mittleren Terrasse aufschließt. Die Störungen sind hier in größerer Anzahl vertreten und dadurch besonders bemerkenswert, daß sich die Schotter beim Abbau an ihnen schollenweise ablösen.

Figur 2.



Verwerfung in den der zweiten Vereisung angehörenden Glazialschichten der Sandgrube an den Dütbergen bei Afferde. Die 1 m Sprunghöhe betragende Verwerfung tritt infolge der Zerteilung des den Sanden eingeschalteten Geschiebemergelblockes (dm) besonders scharf hervor.

Figur 1.



Denkershäuser Teich, durch diluvialen tektonischen Einbruch entstanden. Das 40—50 m betragende Ausmaß der Versenkung wird durch die Randhöhen des Uh-Berges und Mühlberges veranschaulicht, auf deren Hochflächen altdiluviale Flußschotter der Rhume lagern, die bei Entstehung des Teiches bereits vorhanden gewesen sein müssen.

Figur 2.



Durch tektonische Einflüsse bedingte Fältelung des verlehmten und (wahrscheinlich) umgelagerten Älteren Lösses in der Ziegeleilehmgrube bei Grifte. Die Fältelung kommt durch die Schichtstruktur des Lösses scharf zum Ausdruck.

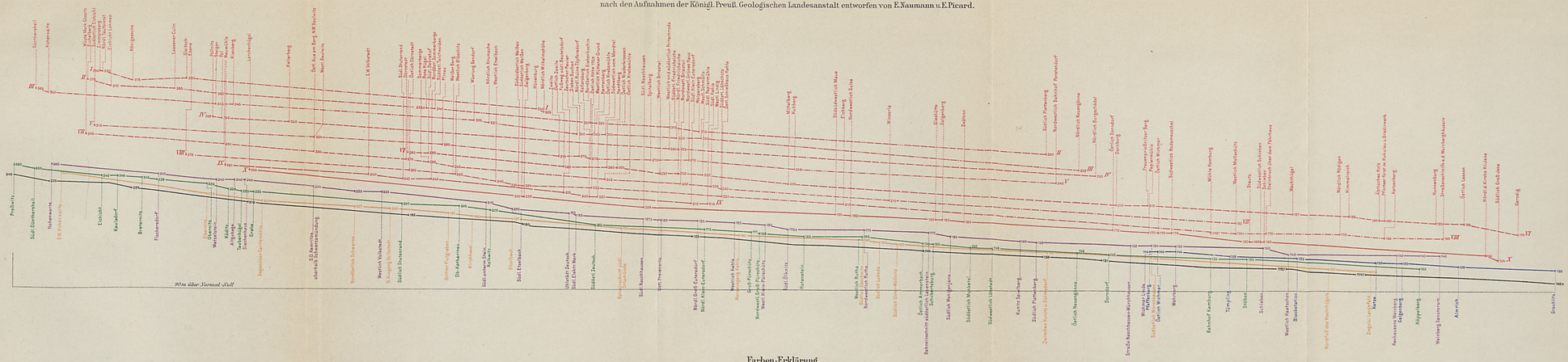
Skizze der einheimischen und nordischen Diluvialbildungen
- mit Ausnahme des Löß - im westlichen Vorlande des Harzes.

Jahrbuch der Königl. Preuß. Geolog. Landesanstalt 1915, I.


dm
d1 0's
d1 0's
d1 0's

Längsprofil der Saaleterrassen von Saalfeld bis Naumburg a.S.

nach den Aufnahmen der Königl. Preuß. Geologischen Landesanstalt entworfen von E. Naumann u. E. Picard.



Farben-Erklärung.

Präglazial	I. Interglazial	II. Interglazial	Postglazial	Alluvium
I–X Basis der I–X. Terrasse	Basis der höheren Terrasse	Basis der Terrasse	Oberfläche der Terrasse	Heutige Flußsohle
	Basis der tieferen Terrasse			

Die kleinen fettgedruckten Zahlen geben die Höhen in Meter über Normal-Null an.

Höhen 1:3000.

Längen 1:150000.

Berliner Lithographisches Institut. Berlin W 35.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII
POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁ.
15.008

Die Dryastone und die postglazialen Schichten am Kaiser Wilhelm-Kanal.

Von Herrn **C. Gagel** in Berlin[1]).

Hierzu Tafel 23—26 und 1 Texttafel.

Geologischer Teil.

Der Kaiser-Wilhelm-Kanal ist mit seinem östlichen Drittel zwischen Holtenau und Sehestedt in eine typische Grundmoränenlandschaft eingeschnitten, die unmittelbar hinter einer großen, sehr deutlich ausgebildeten Endmoräne liegt und im wesentlichen von typischem, sehr mächtigem, größtenteils blaugrau gefärbtem und sehr kalkreichem Oberen Geschiebemergel gebildet wird[2]).

Die Endmoräne ist noch nicht im Zusammenhang verfolgt und ausführlich dargestellt; über einzelne Punkte und Teilstücke

[1]) Die Arbeit ist von mir im Januar 1912 zum Druck eingereicht und ist bisher nicht gedruckt worden, weil Herr Dr. Menzel die genauere Bearbeitung der gefundenen Fossilien übernehmen und im Schlußabschnitt veröffentlichen wollte. Da dieser Teil von Herrn Dr. Menzel bisher nicht fertig gestellt und infolge des Krieges in absehbarer Zeit nicht zu erwarten ist, so muß die schon lange angekündigte Arbeit vorläufig ohne die genaueren Fossillisten erscheinen, die in der zusammenfassenden Arbeit über den Kaiser-Wilhelm-Kanal veröffentlicht werden.

[2]) Vergl. C. Gagel: Die Gliederung des schleswig-holsteinischen Diluviums. Dieses Jahrbuch 1910, XXXI, II, 1. S. 225 ff.

C. Gagel: Neuere Fortschritte in der geologischen Erforschung Schleswig-Holsteins. Schrift. d. naturw. Vereins für Schleswig-Holstein. XV, 2. S. 223 bis 243.

C. Gagel: Erläuterungen zu Blatt Kiel. Berlin 1912. Tafel 1—3.

von ihr liegen mehrere Angaben verschiedener Autoren vor, von Gottsche, Haas, Struck; und auch ich habe a. a. O.[1]) 1, S. 226—227 u. 238—239 und a. a. O. 2, S. 232—233 einige Angaben dazu geliefert und ihre Stellung erörtert; der genaue Verlauf und die Zusammengehörigkeit der einzelnen Stücke zueinander bezw. zu der sogenannten »Großen« Endmoräne wird sich erst nach genauer Kartierung dieses sehr verwickelt aufgebauten Gebietes feststellen lassen, ebenso ob sie ganz einheitlich ist oder sich in noch weitere getrennte, kleinere Staffeln von geringer Bedeutung auflösen läßt; darüber, daß sie, im großen ganzen betrachtet, der jüngste, wirklich große Endmoränenzug Schleswig-Holsteins ist und mit dem mächtigen einheitlichen Oberen Geschiebemergel hinter ihr genetisch zusammengehört, kann ein begründeter Zweifel nicht bestehen. (Tafel 23 und a. a. O. 2, S. 233.)

Die genetische Zusammengehörigkeit dieser mächtigen, völlig einheitlichen Oberen Grundmoräne mit diesem Endmoränenzug ist bei (südlich) Kiel und (westlich) Sehestedt in großen Aufschlüssen unzweideutig zu ersehen bezw. zu sehen gewesen und außerdem noch des weiteren durch eine größere Anzahl Bohrungen erwiesen (C. Gagel, a. a. O. 1, S. 228 ff.).

Unter diesem mächtigen, einheitlichen, oberflächenbildenden Oberen Geschiebemergel, der oft eine ausgezeichnete Schichtung oder dünne Bankung erkennen läßt[2]) liegen bei Wik, Holtenau, Kiel usw. sowohl interglaziale Torfe mit Pflanzen wärmeliebenden Charakters (*Carpinus Betulus*), wie interglaziale Verwitterungszonen (a. a. O. 1, S. 234—236; siehe Tafel 24 Fig. 1); die stratigraphische Stellung dieser Grundmoräne ist also in jeder Hinsicht völlig eindeutig und sicher.

Daß dieser durch den Kanal so prachtvoll aufgeschlossene, z. T. wundervoll geschichtete bezw. dünn gebankte Obere Geschiebemergel in derselben Beschaffenheit und Mächtigkeit das ganze

[1]) Vgl. Anmerkung 2 auf S. 429.

[2]) Vergl. auch Erläuterungen zu Blatt Kiel, Taf. 3, Fig. 2; sowie die Photographie der grönländischen Inlandeisgrundmoräne in v. Drygalski's Grönlandexpedition, S. 104. Diese Schichtung bezw. Bankung verläuft sehr häufig wellig, parallel mit den Oberflächenformen.

Gebiet nordöstlich von der Endmoräne bis zur Ostsee bedeckt, ist durch den Augenschein bei Begehungen, durch zahlreiche Bohrungen und die schönen Aufschlüsse in den Strandkliffs an der Eckernförder und Kieler Bucht erwiesen. Dieses Gebiet ist also nach Aufbau und Oberflächenformen eine typische Grundmoränenlandschaft vom Schluß der letzten Vereisung (Tafel 24).

Der Geschiebemergel ist völlig einheitlich und zeigt nicht die geringsten Andeutungen, die für ein Analogon der Achenschwankung bezw. des Bühlstadiums sprechen könnten.

Die kuppigen Formen dieser Grundmoränenlandschaft treten aber nicht mehr überall unverhüllt in die Erscheinung; zu beiden Seiten des Kaiser Wilhelm-Kanals finden sich an den tieferen Stellen besonders in der Gegend von Rosenkranz-Königsföhrde — also in der Umgebung des alten Eidertales — aber auch am Warleberger Moor, in der Gegend bei Wittenbek, bei Projensdorf und Knoop usw. größere und kleinere ebene Flächen, die, wie die Aufschlüsse der Kanalböschungen beweisen, im wesentlichen aus nicht unbeträchtlich mächtigen Tonen aufgebaut sind, die sich durch sehr feine Schichtung, im unverwitterten Zustande blaugrüne Farbe und eine ganz ungewöhnlich schmierige Beschaffenheit auszeichnen, so daß die in ihnen angelegten Kanalböschungen andauernd rutschen. (Vergl. Taf. 25, Fig. 1.)

Beim Trocknen werden diese Tone grau, und es zeigt sich dann, daß sie längst nicht so fett und tonig sind, wie nach ihrer ungewöhnlich schmierigen und plastischen Beschaffenheit im bergfeuchten Zustande zu vermuten war, sondern daß sie im Gegenteil einen ziemlichen Prozentsatz von feinen Staubsanden enthalten (vergl. Erläuterungen zu Blatt Kiel), daß sie also sehr viel kolloidale Substanz enthalten müssen.

Über die Beschaffenheit dieser Tone geben folgende Analysen Aufschluß:

Dryaston.

Knooper Fährhaus (Blatt Kiel).

K. Muenk.

I. Mechanische und physikalische Untersuchung.

a) Körnung.

Tiefe der Entnahme dem	Geognost. Bezeichnung	Bodenart	Agronom. Bezeichnung	Kies (Grand) über 2 mm	Sand					Staub 0,05— 0,01 mm	Feinstes unter 0,01 mm	Summe
					2— 1 mm	1— 0,5 mm	0,5— 0,2 mm	0,2— 0,1 mm	0,1— 0,05 mm			
—	∂ah	Dryaston	$\mathcal{D}_T$	**0,0**	**16,4**					**83,6**		**100,0**
					0,0	0,0	0,4	4,0	12,0	36,0	47,6	
—	∂ah	Desgl.	$\mathcal{D}_T$	**0,4**	**28,0**					**71,6**		**100,0**
					0,0	0,2	1,0	9,6	17,2	26,0	45,6	

Dryaston.

Gegenüber Alt-Wittenbeck, km 90,5 S. (Blatt Kiel).

K. Muenk.

I. Mechanische und physikalische Untersuchung.

a) Körnung.

Tiefe der Entnahme dem	Geognost. Bezeichnung	Bodenart	Agronom. Bezeichnung	Kies (Grand) über 2 mm	Sand					Staub 0,05— 0,01 mm	Feinstes unter 0,01 mm	Summe
					2— 1 mm	1— 0,5 mm	0,5— 0,2 mm	0,2— 0,1 mm	0,1— 0,05 mm			
—	∂ah	Dryaston	$\mathcal{D}_T$	**0,0**	**11,2**					**88,8**		**100,0**
					0,0	0,0	2,0	0,8	8,4	44,8	44,0	

b) Aufnahmefähigkeit der Ackerkrume für Stickstoff

nach Knop.

100 g Feinboden (unter 2 mm) nehmen auf: **59,1** ccm Stickstoff.

II. Chemische Analyse.

a) Nährstoffbestimmung.

Bestandteile	Knooper Fährhaus tiefere Probe: Auf lufttrocknen Feinboden berechnet in Prozenten	Alt-Wittenbeck: Auf lufttrocknen Feinboden berechnet in Prozenten
1. Auszug mit kochender konzentrierter Salzsäure bei einstündiger Einwirkung.		
Tonerde	1,97	3,29
Eisenoxyd	2,26	3,16
Kalk	9,24	8,81
Magnesia	1,25	1,77
Kali	0,40	0,69
Natron	0,13	0,06
Schwefelsäure	Spur	Spur
Phosphorsäure	0,10	0,13
2. Einzelbestimmungen.		
Kohlensäure (gewichtsanalytisch)	8,31	6,56
Humus (nach Knop)	Spur	2,08
Stickstoff (nach Kjeldahl)	0,06	0,21
Hygroskopisches Wasser bei 105° C	1,46	3,50
Glühverlust ausschließlich Kohlensäure, hygroskop. Wasser, Humus und Stickstoff	1,09	2,84
In Salzsäure Unlösliches (Ton, Sand und Unbestimmtes)	73,73	66,90
Summe	100,00	100,00

b) Kalkbestimmung im Feinboden (Knooper Fährhaus).

Kohlensaurer Kalk, Mittel aus zwei Bestimmungen	**23,5** pCt.
Gehalt an organischer Substanz	**2,61** »
» » FeS	**0,89** »

Diese Tone liegen teils direkt auf der frischen blaugrauen Grundmoräne, teils mit Zwischenlagerung geringmächtiger Sand- und Kiesschichten; an einzelnen Stellen war während der Kanalerweiterungsarbeiten sehr schön zu beobachten, so besonders in

der Nähe des Alten Knooper Fährhauses, daß diese ganz unverkennbaren Tone nicht nur oben auf dem Geschiebemergel liegen, sondern z. T. mit ihm wechsellagern und mit dünnen Geschiebemergelbänken verzahnt sind bezw. solche in sich eingeschaltet enthalten, ja hier fanden sich sogar Stellen, wo nicht nur eine Wechsellagerung und Verzahnung von Ton und Geschiebemergel stattfand, sondern wo noch echte Moräne: Geschiebelehm, lehmiger Sand und Kies, oben auf den Tonen lag. (Texttafel S. 445, Fig. 1—3.)

Aus all diesen zahlreichen, rein stratigraphischen Beobachtungen in großen, tadellosen Aufschlüssen ergibt es sich, daß diese blaugrauen, schön geschichteten, schmierigen Tone sich unmittelbar anschließend an den Absatz der Grundmoräne, ja z. T. noch gleichzeitig mit dieser, unmittelbar am Eisrand gebildet haben müssen, daß sie wenigstens zum erheblichen Teil ein spätglaziales Sediment aus der Abschmelzperiode des Inlandeises sind.

Dementsprechend führen diese Tone auch an vielen Stellen die Überreste hocharktischer Pflanzen (*Salix polaris*, *Dryas octopelala*, *Betula nana*, *Salix reticulata*, *Salix phyllicifolia* usw.), was schon vor mehr als 20 Jahren von Nathorst[1]) festgestellt wurde, der ihnen deshalb den Namen Dryastone gab.

Auch in der Gegend von Rosenkranz-Königsföhrde bei km 85,5 und 79,5—80 lagern auf diesen schön geschichteten (faunaführenden) »Dryastonen« an einigen Stellen schwächere bis stärkere Ablagerungen von ziemlich grobem Kies und kiesigem Sand (Texttafel S. 445, Fig. 5), die nach Lage der Dinge unmöglich als Sedimente der hier in diesem Gebiet ehemals fließenden Eider aufgefaßt werden können, sondern, soweit sie nicht etwa bei dem Kanalbau vor 25 Jahren an ihre Stelle gebracht sind, was sich leider nicht überall genau feststellen oder widerlegen läßt, spätglaziale Ablagerungen sein müssen[2]).

Es haben an dieser Stelle bei dem ersten Kanalbau, ja schon

[1]) Nathorst: Den arctistra florans forma Utbredning in länderna öster och söder Oestersjoen. »Ymer« 1891, p. 142—147.

[2]) Auf der Texttafel S. 445, Fig. 5 mit ?g bezeichnet.

vor 100 Jahren beim Bau des Eiderkanals, leider so viel Bodenbewegungen und Verlagerungen stattgefunden, daß jetzt nicht überall mehr mit Sicherheit festzustellen ist, was hier natürlicher Boden und was umgelagert und transportiert ist, da die mit Hilfe des Spülverfahrens abgelagerten Sand- und Kiesmassen oft so wundervoll rein und schön diskordant geschichtet sind, daß sie dann nur in dem Fall mit Sicherheit als künstliche Ablagerungen zu erkennen sind, wenn irgend welche Kunstprodukte, Schnaps- und Bierflaschen, Schuhsohlen usw. zufällig mit hineingeraten sind, und da andererseits die durch die Kratzbagger gemachten Aufschlüsse fast niemals ganz sauber und übersichtlich sind, wenn es nicht gerade stark geregnet hat, man außerdem an den sehr steilen Baggerböschungen nicht immer und überall herumklettern kann.

Die fraglichen groben Sande und Kiese bei Rosenkranz-Königsföhrde machen mir z. T., trotz allem, was ich von derartigen Spülablagerungen gesehen habe, größtenteils doch den Eindruck, daß es wohl natürlich dort liegende, spät- und postglaziale Sande und Kiese sind, wenngleich es sehr schwer zu erklären ist, wie diese dorthin und auf die hier schon erheblich mächtigen Dryastone (z. T. mit Zwischenlagerung dünner, mooriger Schichten, Texttafel S. 445, Fig. 5 rechts) heraufgekommen sein sollen, die sich doch in einem sehr lange bestehenden, stagnierenden Wasser abgesetzt haben. Ich habe unter ihnen keinerlei wesentliche Erosionswirkungen weiter beobachtet, die im Gefolge von Schmelzwässern mit derartig heftiger Strömung, wie sie diese groben Sande und Kiese doch verlangen, wohl zu erwarten wären (vergl. Fig. 5, S. 448 u. S. 449 unten), auch keinerlei Stauchungen, die auf einen etwa direkt vorstoßenden Eisrand deuteten, so daß die Frage, ob und wieweit diese groben Sande und Kiese auf den Dryastonen wirklich spätglaziale sind, vorläufig offen bleiben muß, bis das Gebiet erst genau kartiert ist.

An den Stellen, wie z. B. km 79,5 N., wo sich Dryastone und gröbere Sande z. T. sozusagen verzahnen (Texttafel S. 445, Fig. 5 links), oder wo die kiesigen Sande sich den Wellen des Geschiebemergels und Dryastones anschmiegen, ist an ihrer natürlichen Auflagerung nicht zu zweifeln.

An einer derartigen Stelle schiebt sich auffälligerweise zwischen Dryaston und sandigem Kies sogar noch etwas Torf oder eine moorige Schicht ein (Texttafel S. 445, Fig. 5 rechts). Wieweit diese Sande einheitlich bezw. wieweit sie als spätglazial und wieweit sie als postglazial aufzufassen sind, ließ sich bei der Beschaffenheit der steilen, unmittelbar aus dem Wasser sich erhebenden, schlüpfrigen Tonböschungen nicht feststellen; daran herumzuklettern war häufig völlig unmöglich, und von weitem waren eben Einzelheiten selten zu sehen. Einmal habe ich eine sehr deutliche Diskordanz in ihnen beobachtet (Texttafel S. 445, Fig. 6 links).

An den meisten Stellen liegen auf diesen Dryastonen entweder postglaziale Wiesenkalke und Torfe (Texttafel S. 445, Fig. 4 und Fig. 8, S. 450) oder — wie am Ausgange des Flemhuder Sees — erst noch ziemlich mächtige, deltageschichtete Sande.

Diese ziemlich mächtigen, feinkörnigen Sande mit Deltaschichtung, die an der Ausflußstelle der Eider aus dem Flemhuder See auf den »Dryastonen« liegen (Fig. 6, S. 448), beweisen, daß hier, nachdem lange Zeit nur sehr langsam fließende oder völlig stagnierende Wasser vorhanden waren, ziemlich plötzlich eine recht lebhafte Strömung einsetzte, so daß das betreffende Gewässer wesentlich größere Transportkraft erhielt. Diese Sande sind bis auf einige Lagen feiner Wassermoose und ganz kümmerliche, unbestimmbare Molluskenreste völlig fossilfrei.

Woher diese Strömung kam, auf die diese deltageschichteten Sande zurückzuführen sind, ob aus dem Oberlauf der Eider oder von N. bezw. NW. her, habe ich bisher aus Mangel an Zeit zu eingehenderen Untersuchungen in der weiteren Umgebung nicht feststellen können.

Es wäre nicht unmöglich, daß diese deltageschichteten, feinen Sande mit den kleinen Partien der oben erwähnten groben Sande und Kiese bei Rosenkranz-Königsföhrde im ursächlichen Zusammenhang stehen; sie könnten aber nach ihrer Korngröße auch einfach Ablagerungen der Ober-Eider sein, was dann auf unregelmäßige Hebungen im Oberlauf oder wesentlich verstärkte Niederschläge als Ursachen der plötzlich so stark gesteigerten Transportkraft hinweisen würde.

Der Übergang der »Dryastone« in die an anderen Stellen überliegenden Wiesenkalke ist stellenweise sehr allmählich verschwimmend und gleichmäßig — stellenweise ist die Grenze zwischen beiden aber auch ziemlich scharf und es schieben sich sogar z. T. feine Sandlager dazwischen (Texttafel S. 445, Fig. 4).

Diese »Dryastone« enthalten nun fast immer und überall (und sehr viel häufiger als die vorerwähnten Reste der arktischen Flora) auch Molluskenschalen und zwar im wesentlichen, außer schlecht erhaltenen, aber zahlreichen, großen Anodonten, zahlreiche Exemplare von Valvaten, Sphaerien, kleinen Planorben, *Limnaea ovata*, mehr vereinzelt auch von Pisidien usw. Es sind ganz vorwiegend vorhanden: *Valvata antiqua*, *Sphaerium corneum* und *Sphaerium duplicatum*; seltener *Planorbis Strömi* und verwandte Formen.

Diese Fauna, von der großenteils gar nicht zu vermuten ist, daß sie unter »arktischen« Bedingungen leben könnte, findet sich oft schon in den alleruntersten Lagen des Tones ziemlich dicht über dem Geschiebemergel und an den vorerwähnten Stellen der Wechsellagerung und Verzahnung dieser Dryastone mit den dünnen Geschiebemergelbänken. Am Knooper Fährhaus (Texttafel S. 445, Fig. 2) war es sehr verblüffend zu beobachten, wie zwischen den feinen Grundmoränenbänken die großen Limnaeen, zahlreiche Valvaten und Sphaerien, sowie die Anodonten in dem feingeschichteten, ungestörten Ton darinsteckten. Es war hier ganz evident, daß alle diese zahlreichen und z. T. recht großen Tiere unmittelbar am Eisrande in den Schmelzwässern gelebt haben müssen — ein sehr erstaunliches, aber völlig sicheres Ergebnis, das mir lange Zeit rätselhaft war.

Die arktische Flora habe ich sehr viel seltener beobachtet als diese Fauna, was z. T. an der ungewöhnlich schmierigen Beschaffenheit dieser Tone liegen mag, aus denen man nur unter bestimmten Trockenheitsbedingungen einigermaßen erfolgreich die zarten Blätter herausfinden und isolieren kann. An der klassischen Fundstelle Nathorst's bei Projensdorf (Fig. 3, S. 446) liegt die arktische Flora erst wesentlich höher über der Grundmoräne als der Beginn und die reichliche Entwicklung der Fauna, und ich sah lange Zeit nicht so recht ein, wovon diese relativ reiche, jedenfalls sehr

individuenreiche Fauna sich eigentlich genährt und am Leben erhalten hat, da ich die meistens ziemlich reichlich vorhandenen Characeenreste als Beweis für genügende Nahrungsbedingungen nicht recht ansehen mochte (vergl. hierzu die Ausführungen S. 444).

An zahlreichen Stellen, so beim Flemhuder See, bei Rosenkranz, Königsföhrde usw., liegen in diesen Dryastonen ganze Lagen von feinen, indifferenten, filzigen Wassermoosen, die nach freundlicher, an Ort und Stelle getroffener Bestimmung von Herrn Dr. Hartz wahrscheinlich in die Gruppe der *Fontinalis antipyretica* und ähnlicher Formen zu stellen sind (siehe Fig. 4 u. 6, S. 448).

Bei Königsföhrde und bei Rosenkranz habe ich an vier Stellen (km 79—80, 74, 77,3 und 82,5) etwa $^1/_2$—$^3/_4$ m über der Unterkante der Dryastone und eingeschaltet in sie eine nur wenige Zentimeter bis kaum Dezimeter starke Schicht eines auffälligen, sehr ostracodenreichen, humosen Faulschlamms (»Gyttja«) beobachtet, der besonders beim Trocknen sehr stark sich von dem übrigen Dryaston abhob (vergl. Fig. 1 hierunter und Tafel 26) und der offenbar das Anzeichen einer vorübergehenden Periode sehr günstiger Klimaverhältnisse ist, in der eine intensive Humus- und Faulschlammbildung und ein sehr reichliches Ostracodenleben einsetzte, was vorher und auch lange nachher offenbar nicht möglich war.

Figur 1.



Lagerungsverhältnisse der Polarflora über der Alleröd gyttja südwestlich von Königsföhrde (vergl. Tafel 26).

Die Molluskenfauna unter und über dieser dünnen Bank der humosen Gyttja ist anscheinend dieselbe; Herr Dr. Hartz, der mit mir zusammen die eine dieser so auffälligen Bildungen untersuchte, hatte auch das Glück, in meiner Gegenwart dicht über dieser Gyttja wieder die hochnordische Flora: *Salix polaris*, *Be-*

tula nana, Salix phyllicifolia festzustellen, so daß also dadurch der Beweis für eine wirklich ausgeprägte Klimaschwankung erbracht zu sein scheint, denn diese Faulschlammbildung konnte aller Wahrscheinlichkeit nach, wie die dänischen Geologen ausgeführt haben, doch nicht unter den »arktischen« Bedingungen, unter denen *Salix polaris* wuchs, entstehen.

Diese ostracodenreiche Faulschlammschicht ist also — mindestens faciell-biologisch — ein völlig genaues Analogon der Allerødgyttja Dänemarks[1]), und ich bin Herrn Dr. Hartz, dem Entdecker und Bearbeiter dieser Allerødgyttja zu lebhaftem Dank verpflichtet, daß er die Güte hatte, diese Bildungen am Kaiser-Wilhelm-Kanal mit mir zusammen zu untersuchen und mir seine Erfahrungen über die dänische Allerødgyttja an Ort und Stelle auseinanderzusetzen.

Ob diese ostracodenreichen Faulschlammschichten im Dryas-ton nicht nur faciell-biologisch, sondern auch stratigraphisch ein Äquivalent der dänischen Allerødgyttja sind, ist m. E. vorläufig nicht sicher zu entscheiden, denn zwischen dem Kaiser-Wilhelm-Kanal und den auf Fünen, Moen und Seeland gelegenen Vorkommen der eigentlichen Allerødgyttja liegt die mächtige Endmoräne im Westen Fünens[2]), und es wäre immerhin möglich, daß diese Fünensche Endmoräne im ursächlichen Zusammenhange mit der nordischen Flora über der Ostracodengyttja bei Königsföhrde stände, so daß dann diese arktische Flora über der Ostracodengyttja der direkte Ausdruck der durch diese Endmoräne angezeigten vorübergehenden Klimaverschlechterung (Bühlstadium??) wäre.

Ist diese Auffassung richtig, so würde die dänische Allerød-

[1]) Hartz: Bidrag til Danmarks senglaciale Flora. Danm. Geol. Unders. Nr. 11, 1902.

Madsen: Om de glaciale Is dammede Sø ved Stenstrup. Ebenda, Nr. 14, 1903.

A. C. Johannsen: Om temperaturen i Danmark etc. Dansk Geol. For. Nr. 12, 1906.

[2]) In der Literatur ist über diese große Endmoräne m. W. bisher nichts Wesentliches bekannt; sie fällt aber jedem als unverkennbar und unübersehbar sofort auf, der Fünen auch nur flüchtig durchwandert hat.

gyttja merklich jünger sein als die von Königsföhrde und beweisen, daß später dasselbe Spiel und dieselben Klimaschwankungen nochmals eingetreten sind, wobei wir dann die Ursache der Klimaverschlechterung über der dänischen Allerødgyttja noch gar nicht kennen würden (Daun-Stadium??).

Es kann aber auch sehr wohl sein, daß die Ostracodengyttja am Kaiser-Wilhelm-Kanal tatsächlich nicht nur ein faciell-biologisches, sondern auch ein zeitliches Äquivalent der dänischen Allerødgyttja ist, daß die Klimabedingungen für die Bildung der großen Fünen'schen Endmoräne sich bei uns gar nicht in diesen Flachwasser-Ablagerungen mehr bemerklich gemacht haben, und daß die Bildung der Allerødgyttja auf anderen, späteren, uns noch unbekannten Faktoren beruht.

Sehr auffallend ist es jedenfalls, daß in den außerhalb — vor — der »Großen«, baltischen Endmoräne gelegenen Dryastonbecken, z. B. bei Nusse südlich von Lübeck, eine der Allerødgyttja entsprechende Ablagerung bisher noch nicht gefunden ist; daß sie z. B. im Dryaston bei Nusse sicher nicht vorhanden ist, davon haben Dr. Hartz und ich uns selbst überzeugt.

Über diese Frage wird man wohl sehr viel sicherer urteilen können, wenn durch Kartierung des Gebietes um den Kaiser-Wilhelm-Kanal sich erst Anhaltspunkte über die wirkliche Herkunft und Entstehung der oben erwähnten groben Sande und Kiese über den Dryastonen bei Königsföhrde-Rosenkranz gefunden haben.

Das eine ist jedenfalls sicher, daß diese groben Sande und Kiese nur auf Stellen der »Dryastone« liegen, wo diese verhältnismäßig wenig mächtig sind und nach den bisherigen Beobachtungen keine Ostracodengyttja enthalten.

Betont mag noch werden, daß die Fauna in diesen Tonen nicht sehr gleichmäßig verteilt ist; an manchen Stellen und in einzelnen Bänken ist sie sehr reichlich vorhanden, an anderen Stellen fehlt sie anscheinend fast ganz; die großen, sehr schlecht erhaltenen Anodonten finden sich ziemlich durch die ganze Mächtigkeit der Tone, stellenweise reichlich, stellenweise seltener; am

Flemhuder See und bei Rosenkranz lagen die Anodonten in einzelnen Bänken ganz massenhaft zusammengehäuft (Fig. 4 u. 6, S. 448), und die eine (obere) dieser Anodontenbänke beim Flemhuder See war auch etwas — aber sehr wenig — humos gefärbt, enthielt aber meiner Erinnerung nach keine Ostracoden und keinen eigentlichen Faulschlamm; die Belegstücke dafür scheinen leider beim Transport auf der Bahn oder in der Geol. Landesanstalt abhanden gekommen zu sein; ich habe sie bisher nicht wiederfinden können.

Eine dieser Anodontenschichten bei Rosenkranz enthielt ziemlich zahlreiche bis walnußgroße, kantige Geschiebe (und auch ein ziemlich großes Bruchstück von *Belemnitella mucronata)*; am Ausgang des Flemhuder Sees lagen diese kleinen Geschiebe meistens etwas tiefer als die Anodontenschichten, in denen nur wenige derartige Geschiebe gefunden wurden.

Diese Geschiebe können nach Lage der Dinge in diese außerordentlich feinkörnigen, schmierigen Tone nicht direkt, sondern nur durch Drift mit schwimmenden Eisschollen hineingekommen sein.

An zahlreichen Stellen wurden in diesen Dryastonen recht reichlich Characeenreste und Lagen von Wassermoosen beobachtet und zwar zum Teil schon in den tiefsten Lagen und unter den ersten Molluskenresten (Fig. 4 u. 6, S. 448).

Betont muß noch werden, daß sich die Schichtung der »Dryastone« stets der welligen Oberfläche und der welligen Bankung des Geschiebemergels genau anschließt, z. B. besonders schön bei Königsföhrde.

Wenn in den bisherigen Ausführungen für diese Tone der Name »Dryastone« bezw. auf den Zeichnungen für sie das Symbol ∂ah gebraucht ist, so ist dieser Ausdruck natürlich cum grano salis zu verstehen, was auch durch die von mir bisher öfters schon benutzten Anführungszeichen angedeutet werden sollte.

Diese Tone haben sich in kleineren oder größeren Becken der Grundmoränenlandschaft am Schluß der Eiszeit gebildet, sind also »Beckentone« (∂ah) nach der Farben- und Zeichenerklärung

der preußischen geologischen Karten und sie enthalten die Horizonte mit der arktischen Flora, sind also »Dryastone«.

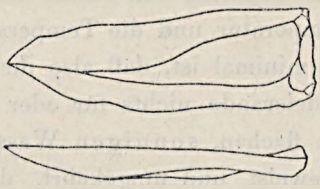
Die Bildung dieser faciell so eigentümlichen und auffallenden Tone hat aber offenbar noch wesentlich länger angedauert als die eigentliche Abschmelzzeit und als die Bedingungen des arktischen Klimas noch wirksam waren: sie hat sich bis weit in die eigentliche Postglazialzeit hinein erstreckt, was aus ihrer Mächtigkeit, dem Fehlen der arktischen Flora in ihren oberen Schichten und dem stellenweise ganz allmählichen Übergang in Wiesenkalke ersichtlich ist.

Petrographisch sind diese Tone durchaus gleichmäßig ausgebildet — sie sind die feinsten Ab- und Ausschlämmprodukte des frischen Geschiebemergels — und eine Grenze innerhalb dieser Tone zu ziehen ist unmöglich, da sich doch die Klimaveränderungen allmählich vollzogen haben, also die Flora sich auch nicht plötzlich und gänzlich geändert hat. Außerdem ist die Flora so schwer in diesen Tonen zu finden bezw. daraus zu isolieren, daß das Fehlen der arktischen Flora oft kein tatsächliches, sondern nur ein scheinbares wegen der Schwierigkeit der Beobachtung zu sein braucht — ich habe an der klassischen Stelle Nathorst's monatelang gesucht, bis ich die nordische Flora fand! — wirklich gemäßigte Florenelemente haben sich allerdings nicht in den bisher ausgeschlämmten Proben gefunden. Dagegen waren in den oberen Lagen dieser Dryastonen stellenweise ganz dünne Torflager und moorige Schichten eingeschaltet bezw. merkwürdig mit ihnen verzahnt, was doch schon auf wesentlich bessere Klimabedingungen schließen läßt. (Texttafel S. 445, Fig. 6, rechts.)

An einer Stelle dieser »Dryastone« bei Rosenkranz, und zwar in einer höheren, aber fossilfreien Lage, habe ich selbst ein sehr schönes Flintartefakt, eine Pfeilspitze, gefunden, zum Beweise, daß diese Gegend auch zur Zeit dieser Ablagerungen, am Ausgang der Glazialzeit, von Menschen bewohnt war (vergl. beistehende Figur und auch die Abbildung des Flintdolches, der nach Angaben des Herrn Ziegeleibesitzers Benn im Dryaston bei Nusse gefunden ist: Erl. zur geolog. Karte von Blatt Nasse, Lie-

ferung 168, Tafel III). Ebenso habe ich aus dem grauen Oberen Geschiebemergel unter den Dryastonen mehrfach rohe aber sichere Artefakte gesammelt, die von der Grundmoräne wohl aus dem unterlagernden Interglazial aufgenommen sind; ebensolche sind dort auch durch Herrn Dr. MENZEL gefunden.

Figur 2.



Pfeilspitze aus Dryaston bei Rosenkranz.

Die in den ersten Jahren der Kanalarbeiten von mir beobachteten Verhältnisse bei Rosenkranz-Königsföhrde, daß diese »Dryastone« zum Teil von groben Sanden und Kiesen überlagert wurden und oft schon dicht über dem Geschiebemergel eine so reiche Fauna führten, unter Umständen, die es als völlig sicher erscheinen ließen, daß diese Fauna dicht am Eisrand gelebt haben mußte, ohne daß außer Characeen eine wesentliche Vegetation nachweisbar war, von der diese Tiere gelebt haben konnten, und der mir unerklärliche Gegensatz zwischen dem Reichtum dieser gar nicht »arktisch« aussehenden Fauna (Anodonten, *Valvata antiqua*, *Limnaea ovata*, *Sphaerium corneum* usw.) und der Armut der so kümmerlichen und ganz und gar arktischen Dryasflora veranlaßten mich, Herrn Dr. MENZEL aufzufordern, diese Verhältnisse mit mir gemeinsam zu untersuchen, so daß Herr Dr. MENZEL an einer Anzahl Stellen sich von den Lagerungsverhältnissen der Fauna überzeugen konnte; eine Erklärung fanden wir damals beide nicht.

Aus einer inzwischen erschienenen wichtigen Veröffentlichung von WESENBERG-Lund[1]) ergab sich dann die Aufklärung jenes mir bisher so rätselhaften Widerspruches.

[1]) C. WESENBERG-Lund: Über einige eigentümliche Temperaturverhältnisse in der Litoralregion der Baltischen Seen und deren Bedeutung. Internationale Revue der gesamten Hydrobiologie und Hydrographie, 1912. S. 287—291 und 298—305.

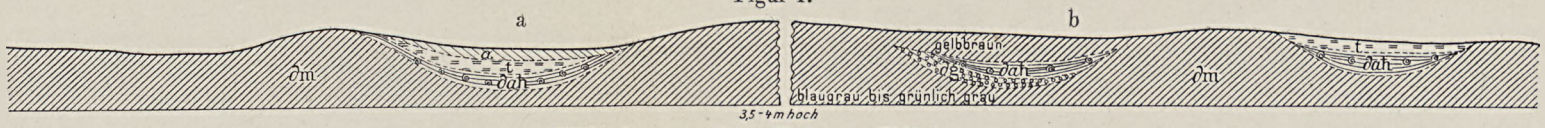
Wie Herr Dr. Wesenberg-Lund festgestellt hat, läßt sich bei den flachen Seen Dänemarks nachweisen, daß im Frühling in der Litoralregion bei Südexposition oft nur $^3/_4$—2 m von der schmelzenden Eisdecke entfernt Wassertemperaturen auftreten, die 9—13° die Lufttemperatur und die des beschatteten Wassers überschreiten, bis 18°, ja 20° ansteigen und die Bedingungen für eine sehr lebhafte Entwicklung von Fauna und Wasserflora bieten, während die Lufttemperatur und die Temperatur des beschatteten Wassers noch ganz minimal ist, daß also die arktische Landflora am diluvialen Inlandeisrande nichts für oder gegen die Existenzbedingungen der im flachen, sonnigen Wasser daneben lebenden Fauna und Flora beweist und umgekehrt, daß man aus dieser gar nicht »arktischen« Flachwasserfauna keinen Schluß auf die Lufttemperaturen des anliegenden Landes ziehen kann; daß sich also hocharktische spärliche Landflora und recht gemäßigte reiche Flachwasser-Fauna und -Flora unmittelbar nebeneinander finden können.

Herr Wesenberg-Lund hebt a. a. O. S. 302 ferner hervor, daß dies Phänomen wesentlich bedingt ist durch den hohen Sonnenstand in unseren Breiten, und daß in den arktischen Gebieten, am Standort der jetzigen hocharktischen Flora, wegen der geringeren Sonnenhöhe und der anderen Beschaffenheit der dortigen Seen die Mitteltemperatur der Litoralregion nicht höher ist als die der Luft, also keine Möglichkeit für die Entwicklung der reichen Wasserflora und Fauna bietet, die in unseren spätglazialen Ablagerungen auftreten, aber dem weichenden Eisrande nicht in die höheren Breiten zu folgen vermochten, wie es bei der arktischen Landflora der Fall war.

Inwiefern derartige Verhältnisse etwa auch auf die Bildung der vorerwähnten »Allerødgyttja« Einfluß gehabt haben und deren Beweiskraft für eine besonders günstige Klimaschwankung beeinträchtigen, vermag ich noch nicht zu übersehen, das wird sich vielleicht bei der noch nicht ausgeführten genauen botanischen Untersuchung dieser Allerødgyttja und ihrer Hangendschichten ergeben.

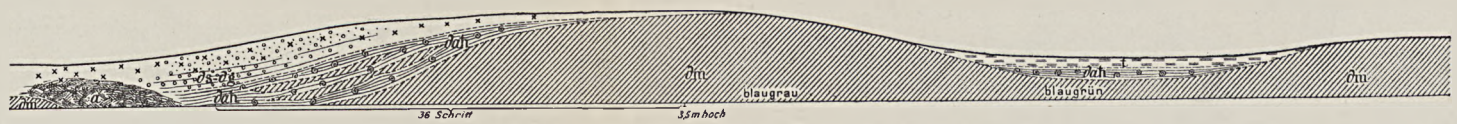
Zu Seite 445.

Figur 1.



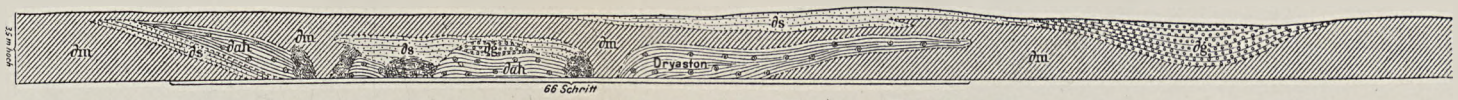
Südlich vom alten Knooper Fährhaus.

Figur 2.



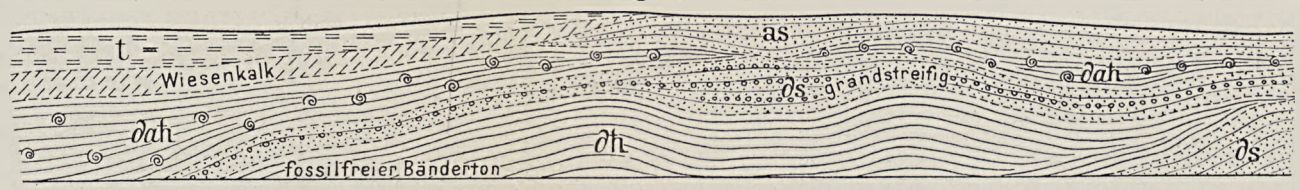
km 95,8, südlich vom alten Knooper Fährhaus.

Figur 3.



km 95,5, südlich vom alten Knooper Fährhaus.

Figur 4.



km 84,1, gegenüber Rosenkranz.

Figur 5.



Figur 6.



Lagerungsverhältnisse der »Dryastone« bei Königsföhrde zwischen km 78 und 80.

Zeichenerklärung für Fig. 1—6.

∂m Oberer Geschiebemergel	as Alluvialsand
∂h Oberdiluvialer fossilfreier Bänderton	t Torf
∂s, ∂g Oberdiluvialer Sand und Kies	α Alluviale Abschlämmassen
∂ahσ Fossilführender »Dryaston«	

Diese Auffassungen und Arbeiten von WESENBERG-Lund wurden schon bestätigt durch die Ergebnisse der Beobachtung der in Ostpreußen entdeckten interstadialen Ablagerungen[1]), die unmittelbar am Eisrande bei geringen Schwankungen desselben entstanden, eine Fauna enthalten, die der hier in den Dryastonen gefundenen außerordentlich ähnlich ist, aber durchgehends noch von nicht unerheblichen Grundmoränenbänken überlagert wird; wie es stellenweise auch am Kaiser Wilhelm-Kanal der Fall ist.

Beschreibung der einzelnen Profile.

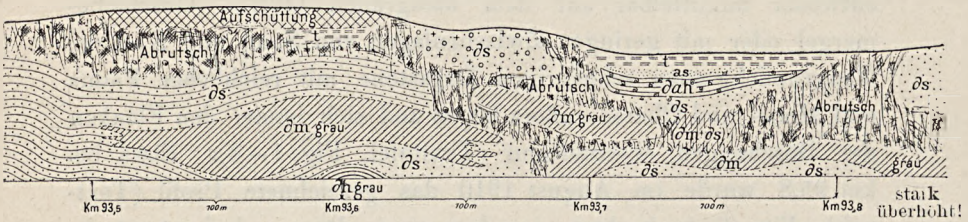
In dem großen, neuen Einschnitt südlich vom alten Knooper Fährhause westlich der Wiker Hochbrücke etwa km 95,5—95,8 (Texttafel Fig. 1—3) war im Sommer 1910 mehrfach zu beobachten, daß in den Senken der ziemlich kuppigen Grundmoränenlandschaft entweder unmittelbar auf dem blaugrauen Oberen Geschiebemergel oder mit geringen Zwischenlagen von Sand und Kies die blaugrünlichgrauen schmierigen Dryastone mit reichlicher Fauna und Moos- und Characeenflora liegen und sich immer den Flanken der Böschungen anschmiegen (Texttafel, Fig. 1—3). Etwa bei km 95,8 wurde im August 1910 das gezeichnete Profil (Texttafel, Fig. 2) beobachtet, in dem zwei dünne, dezimeterstarke Grundmoränenbänkchen in diesen Dryastonen konkordant eingelagert sind und unter und zwischen diesen Grundmoränenbänkchen die sehr reichliche Fauna (Limnaeen, Valvaten, Planorben) in den Tonen steckt. Über den meisten dieser kleinen Dryastonbecken lag als Abschluß ein Torfmoor; an einer Stelle, km 95,8 (Texttafel, Fig. 2), lagen grobe steinige Diluvialkiese auf dieser Wechsellagerung von Dryaston und Grundmoräne; an einer Stelle, km 95,6, mehr als 1 m Geschiebemergel, der das ehemalige Becken ganz ausgefüllt hatte (Texttafel, Fig. 1, rechts); bei km 95,5 hatten sich sehr erhebliche Mengen Grundmoräne über das Becken herübergeschoben, z. T. unter vorheriger Vorschüttung von Diluvialsand und Kies, und hatten z. T. den Dryaston in der Mitte des alten Beckens

[1]) Vergl. HARBORT: Über fossilführende jungglaziale Ablagerungen interstadialen Charakters in Ostpreußen. Dieses Jahrbuch 1910, Teil II, S. 81.

verdrängt bezw. aufgearbeitet, so daß sie bis zur Sohle des derzeitigen Aufschlusses reichten (Texttafel, Fig. 3).

An der alten klassischen Fundstelle bei Projensdorf zwischen km 93,5 und 94 ist der Kanal sehr weit nach Norden verbreitert bezw. stellenweise ein ganz neuer Einschnitt daneben angelegt: in der Nordseite dieses neuen Einschnittes, der mithin etwa 150 m nördlich von der seinerzeit durch Nathorst aufgefundenen Fundstelle der glazialen Flora liegt, waren im Jahre 1911 und 1912 Dryastone sehr schön aufgeschlossen (untenstehende Fig. 3), und hier gelang es mir nach sehr langem Suchen endlich ebenfalls die Lage mit der Glazialflora aufzufinden. Zwischen dem überall im Kanalniveau angeschnittenen grauen, Oberen Geschiebemergel und den Dryas-

Figur 3.



Die klassische Fundstelle der Dryastone bei Projensdorf.

tonen lagen glaziale Sande, die nach Westen immer mächtiger wurden, während die unterlagernde Geschiebemergelbank sich nach Westen, nach der Levensauer Brücke zu, zwischen diesen Oberen Glazialsanden und den unter ihr hervorkommenden Diluvialsanden auskeilte. Die gut geschichteten Sande waren größtenteils schön gefaltet bezw. wellig abgelagert. Die auskeilende Grundmoränenbank in diesen Sanden ist aber nicht der ganze Obere Geschiebemergel, sondern nur dessen oberste Bank; durch die Bohrungen bei der Levensauer Brücke ist vielfach erwiesen, daß unter diesen gefalteten Sanden (nebst Mergelsanden und Tonen) ebenfalls noch mächtiger grauer Geschiebemergel liegt, der, wie sich aus der Betrachtung der ganzen Verhältnisse zwischen Holtenau und Sehestedt ergibt, ganz sicher ebenfalls noch zum Oberen

Diluvium gehört, und unter dem erst der trennende Wasserhorizont auftritt.

Die Aufschlüsse zwischen Levensau und Landwehr zeigten noch vielfach in den Senken des Oberen Geschiebemergels die faunaführenden Dryastone, die aber hier überall nur von Torf überlagert waren (vergl. Taf. 25, Fig. 1.)

Besonders wichtig und lehrreich waren die Aufschlüsse am Ausgang des Flemhuder Sees und bei Rosenkranz (Tafel 25, Fig. 2; S. 445, Fig. 4 und die hier im Text S. 448 folgenden Figuren 4—6). Auf der Südseite des Kanals ist östlich vom Ausgang des Flemhuder Sees (km 85—85,5 S.) eine große, halbkreisförmige Ausweiche ausgebaggert, in der im Laufe der fortschreitenden Arbeit die gezeichneten Profile (Taf. 52, Fig. 2) beobachtet wurden.

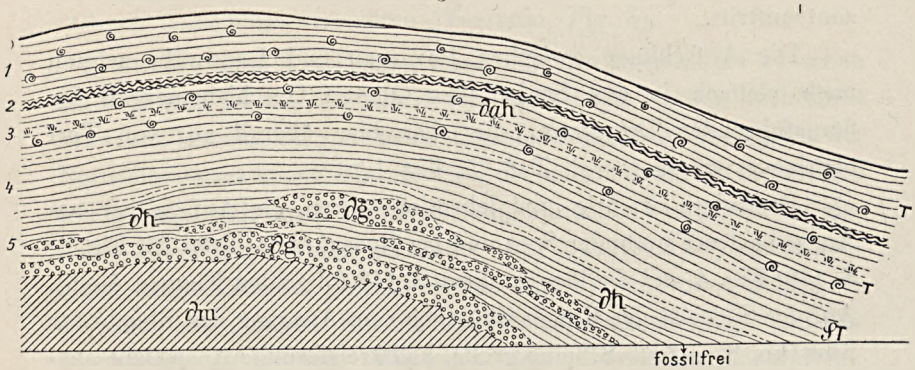
Auf dem welliggelagerten, grauen Geschiebemergel liegen teils unmittelbar die faunaführenden Dryastone, teils diluviale Sande und Kiese und fossilfreie Tone, über denen erst die flora- und faunaführenden Tone folgten.

Eine Anzahl kleiner Verwerfungen von geringer Sprunghöhe durchsetzten vielfach staffelförmig diese oberen Grenzschichten des Geschiebemergels (Fig. 6 S. 448 und 8 S. 450). In den Dryastonen waren besonders auffällig hervortretend ein bezw. zwei Lagen, die dick mit großen, aber schlecht erhaltenen Anodonten erfüllt waren, sowie einige ganz mit Moosrasen erfüllte Bänke (Fig. 4 und 6 S. 448).

Ob hier ein Äquivalent der weiter im Westen beobachteten Allerødgyttja vorhanden ist, kann ich augenblicklich nicht genau sagen. Einige Notizen in meinen Aufzeichnungen scheinen darauf hinzudeuten, die Belegstücke dafür kann ich aber bis jetzt nicht auffinden und zu der Zeit, als Herr Dr. Hartz mit mir die Allerødgyttja untersuchte, waren diese Aufschlüsse bereits lange zerstört.

Die westlichste dieser mit Dryaston erfüllten Geschiebemergelmulden war die größte und zog sich unter den Ausgang des Flemhuder Sees hinunter (Fig. 5 und 6). Hier legten sich dann konkordant auf die Dryastone zuerst sehr sandige Tone mit Valvaten und Pisidien, darauf tonige Sande und reine delta-geschichtete Sande, alles nach dem See zu einfallend. Oben wurde diese ganze Schichtenfolge diskor-

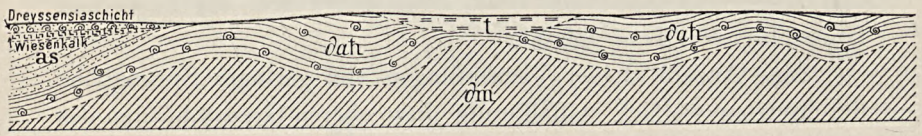
Figur 4.



Östlich vom Ausgang des Flemhuder Sees.

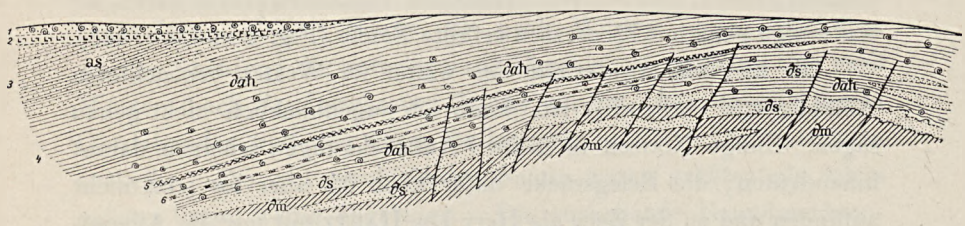
1 Fossilführender Dryaston ∂ah
2 Anodontenschichten
3 Moosschicht
4 Fossilfreie Bändertone ∂h
5 Diluvialsand und Kies ∂g
Oberer Geschiebemergel ∂m

W. Figur 5. O.



Ausgang des Flemhuder Sees.

W. Figur 6. O.



Ausgang des Flemhuder Sees.

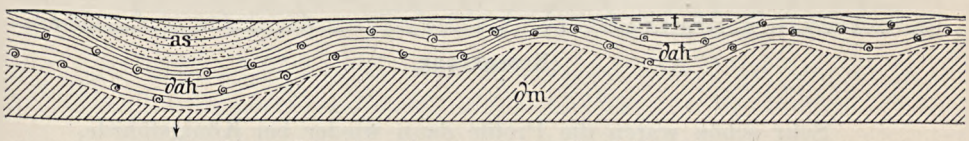
Die Zeichnung ist spiegelbildlich zu der Photographie Taf. 25, Fig. 2 orientiert.

1 Jüngstes Alluvium mit *Dreissensia*
2 Wiesenkalk
3 Alluvialsand as (mit Deltaschichtung)
4 »Dryaston«, fast nur in den tieferen Lagen fossilführend (∂ah)
5 Anodontenschichten
6 Moosschichten
∂s Diluvialsand
∂m Oberer Geschiebemergel

dant abgeschnitten von einer Schicht Wiesenkalk mit reicher Fauna, der Ablagerung des alten Flemhuder Sees, auf der zu oberst eine sandige Schicht mit *Dreissensia polymorpha* lag, als allerjüngste Seeablagerung.

Auf der gegenüberliegenden Nordseite des Kanals waren alle diese mit Dryaston erfüllten Mulden im Geschiebemergel ebenfalls zu beobachten; die Mulde, in der der Ausgang des Flemhuder Sees liegt, war auf der Nordseite schon wesentlich kleiner und als geschlossene Mulde zu beobachten (Fig. 7, links), zeigte aber nicht

Figur 7.



Gegenüber dem Ausgang des Flemhuder Sees.

t Torf
as Alluvialsand
∂ah Dryaston, fossilführend
∂m Oberer Geschiebemergel

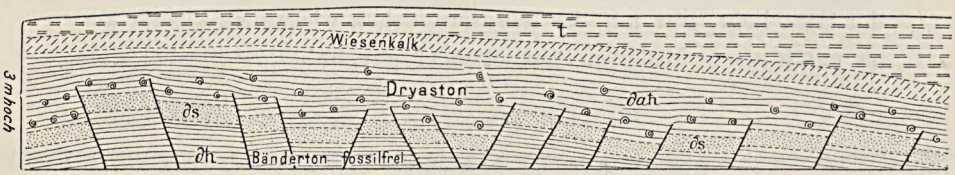
mehr die diskordant daraufliegenden jüngsten Seeablagerungen, weil schon außerhalb und etwas höher als der ehemalige See liegend. Etwas weiter westlich bei Rosenkranz schoben sich zwischen Geschiebemergel und Dryaston z. T. 2,5 m mächtige Diluvialsande ein und zwischen Dryaston und den überlagernden Wiesenkalk z. T. wenig mächtige, feine Alluvialsande (entsprechend Texttafel S. 445, Fig. 4).

Gegenüber auf der Südseite bei km 84,1 lagen im Kanalniveau statt des sonst hier überall auftretenden Oberen Geschiebemergels, der hier an dieser Stelle in die Tiefe sinkt, ziemlich erheblich mächtige Obere Sande und fossilfreie Bändertone, über denen erst die vielfach erodierten »Dryastone« mit der bekannten Fauna folgten, z. T. von Alluvialsand, z. T. von Wiesenkalk und Torf überlagert (Texttafel S. 445, Fig. 4) und Fig. 8, S. 450.

Noch weiter nach Westen sind die Dryastone noch weit verbreitet und werden hier — ohne sichtbare Erosionsdiskordanz — z. T. von groben, steinigen Sanden und Kiesen überlagert, über

deren Herkunft ich bisher keine einwandfreie Erklärung geben kann. (Vergl. S. 435.) Die Profile waren an diesen wichtigen Stellen leider sehr schlecht und ganz zusammenhangslos. Hier wurde auch die Flintspitze (Fig. 2, S. 443) in den höheren Lagen des Dryastons gefunden.

Figur 8.



Rosenkranz.

Sehr schön waren die Profile dann wieder bei Königsföhrde, etwa km 79 (Texttafel S. 445, Fig. 5 und 6). Auch hier war zu beiden Seiten des Kanals der Geschiebemergel schön wellig gelagert, und in alle Mulden und meist auch über die Sättel legte sich der reichlich Fauna führende Dryaston z. T. unmittelbar auf die Grundmoräne, z. T. mit Zwischenlagerung von Diluvialsanden und Kiesen. Diese »Dryastone« verzahnten sich nach ihrem Hangenden zu z. T. mit Sanden (Texttafel S. 445, Fig. 5 links), z. T. mit Torfen (Texttafel S. 445, Fig. 6 rechts), wurden auch z. T. von recht kiesigen und steinigen Sanden, überlagert, wie die Profile zeigen. Hier habe ich auf der Südseite zuerst ganz zweifellos die ostracodenreiche Gyttja im Dryaston beobachtet, die mir so auffällig war, daß ich daraufhin und auf Herrn Dr. Hartz's Schilderung seiner Allerødgyttja diesen bat, diese Bildungen mit mir zusammen auf ihre Identität mit der Allerødgyttja zu untersuchen.

Solche Becken mit »Dryastonen« mit der eingelagerten humosen Ostracodengyttja sind dann weiter nach Westen nach Sehestedt zu noch vielfach zu beobachten gewesen; wie die Zeichnungen, Fig. 1, S. 438, und Photographien (Taf. 26, die ich der Freundlichkeit von Herrn Dr. v. Loczinski verdanke) beweisen. Hier, westlich von Königsförhde, fand Herr Dr. Hartz auch an

einer Stelle, wo ich schon oft vergeblich nach glazialer Flora gesucht hatte, über dieser Ostracodengyttja die *Salix polaris*, *Salix reticulata* und *S. phyllicifolia* in mehreren Exemplaren, so daß der Beweis damit schlüssig wurde und es unwiderleglich erwiesen ist, wie hoch in diese Tone hinein die arktische Flora geht.

Berlin, den 30. Januar 1915.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Neuere Beobachtungen im Devon des sauerländischen Faciesgebietes.

Von Herrn **Alexander Fuchs** in Berlin.

1. Bunte Ebbeschichten im oberen Wiehltal auf dem Südflügel der Attendorner Mulde.

Mitte November 1913 habe ich bei einer Eisenbahnbegehung an der Strecke Brücher Mühle-Wildbergerhütte das Vorkommen von Rotschiefern und Quarzsandsteinen beobachtet, die so lebhaft an die bunten Ebbeschichten des Ebbegebirges und der Gegend von Remscheid und Solingen erinnern, daß ich hier mit einigen Worten auf sie eingehen möchte.

Unmittelbar vor dem Ostrande des Blattes Wiehl treten in dem Bahneinschnitt ostnordöstlich Löffelsterz Bänke von Rotschiefern auf, die N. 72° O. streichen und seiger stehen; sie gehen von hier auf das Blatt Eckenhagen bis dicht vor die von Schalenbach-Hesseln herabkommende Schlucht, an deren Mündung dann mit dem gleichen Streichen und derselben senkrechten Schichtenstellung unter diluvialen Bachschottern eine schmale Bankfolge von grünlichgrauen Schiefern mit eingelagerten festen Quarzsandsteinbänken herauskommt.

In der Umgebung von Ufers Mühle stehen feste, grobkörnige, plattige Quarzsandsteine in mächtiger Entwicklung auf mindestens 275 m in querschlägiger Richtung an. Einlagerungen von grauen Schiefern treten nur ganz untergeordnet auf; dagegen scheint mir das Vorkommen vereinzelter Bändchen von Quarzgeröllen in den dicken Sandsteinen, die in dem großen Bruche gegenüber Ufers

Mühle abgebaut werden, beachtenswert. Das Schichtenstreichen schwankt zwischen N. 52—67° O., das Einfallen ist mit 24—75° nach NW. gerichtet; einige stärkere, oberhalb Ufers Mühle beobachtete Änderungen sind auf das Durchsetzen von Verwerfungen zurückzuführen.

135 m unterhalb der Mündung der Kühlbacher Schlucht legen sich mit einem nordnordwestlichen Einfallen von 45—56° zunächst wenig mächtige Rotschiefer, dann grünlichgraue Schiefer, beide in Wechsellagerung mit einzelnen Quarzsandsteinbänken, auf die vorgenannte Schichtenfolge; 320 m oberhalb der Kühlbacher Schlucht gewinnen die Rotschiefer weitaus die Vorherrschaft und halten bis etwa 590 m südöstlich von Auchel an; einzelne Bänke von Quarzsandsteinen sind auch hier noch überall eingelagert; das Schichtenstreichen ist nach N. 55—75° O., das Einfallen unverändert mit 33—74° nach NNW. gerichtet.

Ihrer ganzen Entwicklung nach kann die Rotschieferzone nur mit dem unteren Teil der bunten Ebbeschichten des Ebbegebirges und des Bergischen Landes verglichen werden, und man geht kaum fehl, wenn man sie als deren Äquivalente auffaßt. Für diese Annahme spricht auch das lang bekannte Vorkommen von Quarzkeratophyren und zugehörigen Tuffen vom Alter der Oberkoblenzschichten in der Gegend östlich Eckenhagen[1]). Ob der Konglomerate führende Sandstein an Ufers Mühle einem besonderen Horizonte angehören könnte, läßt sich auf Grund eines einzelnen Profiles, wie es an der Bahnlinie liegt, nicht entscheiden. Wollte man sie als Hangendes der Rotschieferzone auffassen, dann müßten sie oberhalb Ufers Mühle gegen diese durch eine Verwerfung abgesetzt sein, worauf die Lagerungsverhältnisse in der Tat hindeuten; auch ist in diesem Zusammenhange das schon von Dechen bekannte Vorkommen selbständiger Konglomerate bei Hespert südöstlich Eckenhagen von Belang; so gewinnt es an Wahrscheinlichkeit, daß die obere, Konglomerate führende Abteilung der bunten Ebbeschichten auch in der Gegend von Ecken-

[1]) von Dechen, Geologische Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen, Blatt Siegen.

hagen und im oberen Wiehltal entwickelt ist. Hiermit erfährt die schon vor einem Jahrzehnt durch A. Denckmann ausgesprochene Vermutung, daß der Rimmertquarzit und der Quarzit des Ebbegebirges gleichaltrige Bildungen sind, eine weitere Bestätigung[1]).

Als Unterlage der Rotschieferzone treten am Anfang des Bahneinschnittes ostnordöstlich Löffelsterz und etwa 590 m südöstlich von Auchel bis Wildbergerhütte graublaue Schiefer mit Zwischenlagen von dicken, bisweilen noch quarzitischen Grauwackensandsteinen auf, deren Alter noch nicht bekannt ist.

Im größeren Zusammenhange treten nach einer Mitteilung von Herrn Denckmann in diesem Gebiete südlich der Rotschiefervorkommen grünlich-grau bis olivenbraun gefärbte Arkosesandsteine und Schiefer auf, die *Rensselaeria crassicosta* und *Spirifer primaevus* führen, die also in das Hangende der großen Unterdevon-Überschiebung gehören. Diese Gesteine dürfen nicht mit den oben genannten Begleitgesteinen der Rotschiefer verwechselt werden.

2. Diabasgänge im unteren Eilper Tal bei Hagen i./W.

In den Erläuterungen zu Blatt Hagen i./W. habe ich auf Seite 38 das Vorkommen von Diabasgängen im unteren Eilper Tal erwähnt und weiter bemerkt, daß auf dem Gang, welcher dicht südlich von der Zahl 188,7 aufsetzt, Schurfarbeiten auf Kupferkies umgingen. In neuerer Zeit hat man die bergbauliche Untersuchung weiter fortgesetzt und den Gang auch auf der linken Seite des Eilper Baches erschlossen, auf die er ohne irgendwelche bedeutendere Querstörung hinüber streicht; er verhält sich in dieser Hinsicht also genau wie der weiter nördlich liegende Grauwackensandstein an der oberen Grenze der Brandenbergschichten, dessen geringe Verschiebung an dem Spaltensystem der Hagener Querverwerfung schon früher[2]) als bemerkenswerte Erscheinung hervorgehoben wurde. Man könnte versucht sein, an-

[1]) A. Denckmann, Zur Geologie des Siegerlandes und des Sauerlandes. Dieses Jahrbuch für 1904, XXV, S. 571.

[2]) Erläuterungen zu Blatt Hagen i./W., 1911, S. 28–29.

zunehmen, daß der quer zum Schichtenstreichen verlaufende Hauptabbruch im mittleren und oberen Eilper Talgebiet schon vor oder mit dem Aufreißen der Diabasgangspalten erfolgte, und daß die weitere Zerreißung, die dann auch die Diabasgänge und die nördlicher liegende Schichtenfolge betraf, zwar ihren partiellen Ausgangspunkt von der Nähe der alten Spalten nahm und in deren Richtung fortwirkte, aber nur noch Verschiebungen geringeren Grades hervorbrachte.

Nach einer Mitteilung des Bergwerkbesitzers Herrn Brackelsberg in Hagen i./W. setzt der Diabasgang noch weiter nach Westen fort und schottert im Gehänge südlich vom Roten Hirsch wieder heraus.

3. Neuaufschlüsse im Oberdevon des Hembergs bei Iserlohn.

Im Anfang dieses Jahrzehntes wurden bei umfangreicheren Wasserbauarbeiten der Stadt Iserlohn die oberdevonischen Schichten des Hembergs auf der Ostseite des Baarbachtals durch einen Stollen aufgeschlossen, über dessen Begehung ich am 28. 7. 1913 an die Kgl. Preuß. Geologische Landesanstalt berichtet habe. Die Ergebnisse der Untersuchung seien hier kurz mitgeteilt.

Der Stollen liegt im rechten Gehänge des Baarbachtals; sein südlicher Eingang setzt dicht nördlich von Sudhausrolle neben der Straße an, das nördliche Mundloch befindet sich im linken Gehänge des von dem Gehöfte »Auf'm Kamp« nach Westen hinabziehenden kurzen Seitentälchens etwa 125 m oberhalb der Hauptstraße des Baarbachtals.

Im unterirdischen Aufschluß wurden von oben nach unten festgestellt:

1. Der Horizont der vorwiegenden grauen und schwarzen Schiefer;
2. der Horizont der sandigen Schiefer;
3. der Horizont des Plattensandsteins;
4. die Zone der roten Cypridinenschiefer;

alle in derselben Ausbildung wie über Tage.

Am nordwestlichen Stollenmundloch und dicht vor ihm

waren am Fuße des Berges und unter dem Alluvium des erwähnten Seitentälchens milde, graue Tonschiefer vom Wocklumer Typus angeschnitten, also dort, wo sie nach der Darstellung auf Blatt Iserlohn unter dem Alluvium auch durchgehen mußten.

An der Stelle jedoch, wo man den Horizont des bunten Knotenkalkes hätte erwarten sollen, standen im Stollen ebenfalls nur noch die milden, grauen Schiefer an. Es ist schwer zu glauben, daß hier schon der litorale Facieswechsel der Seiler ein so plötzliches und unvermitteltes Auskeilen der letztgenannten Zone verursacht hat, da sie gleich westlich von der Stollenmündung über Tage noch in bester Entwicklung bekannt ist. Vielleicht darf man also zur Erklärung des Fehlens der bunten Knotenkalke im Stollen tektonische Ursachen heranziehen; in der Tat sind über Tage am nordwestlichen Abfall des Hembergs in der Zone der roten Cypridinenschiefer zwei sehr spitzeckig zum Streichen (N. 80° O. bis N. 85° W.) verlaufende und steil nach N. einfallende Verwerfungen vorhanden, deren Bedeutung nicht ersichtlich ist, weil sie innerhalb derselben Schichtenfolge liegen; es kann aber sehr wohl möglich sein, daß Absenkungen ihres Hangenden nach N. stattfanden, und durch ähnliche tektonische Vorgänge ließe sich auch das Fehlen des bunten Knotenkalkes im Hembergstollen erklären.

4. Über einige Verwerfungen an der Bahnlinie Iserlohn-Schwerte westlich und nordwestlich Iserlohn.

Beim Bau der Eisenbahnstrecke Iserlohn-Schwerte wurden im Spätherbst 1908 einige Verwerfungen angetroffen, die auf dem Blatte Iserlohn nur mit Hilfe der Oberflächenbeobachtung nachgewiesen waren und deren unmittelbare Erschließung eine erfreuliche Bestätigung der konstruktiven Darstellung brachte.

Zunächst war die an der oberen Grenze des Massenkalks angenommene streichende Störung dicht hinter dem NW.-Ende des Rangierbahnhofs Iserlohn aufs beste entblößt; sie gab sich als eine breite Zone vollständig zerquetschten und zertrümmerten, spaltendurchzogenen Massenkalks zu erkennen; von dem oberen

Mitteldevon fehlten der Flinz und der Tentaculitenschiefer. Das Oberdevon fällt hier über dem Kalk sehr steil, mit 73—80°, nach N. ein und ist auffallend wenig gequetscht. Doch fehlt auch von ihm noch der größte Teil der Prolecanitenschiefer. Die unterdrückten Gebirgsglieder sind nach N. abgesunken.

Im Gebiete des Oberdevons waren zwei der dargestellten Querverwerfungen aufgeschlossen.

Die erste liegt bei Gerlingsen und verläuft über den Schluß dieses Wortes bezw. über das B des Wortes Bremke; die Messung ergab im Anstehenden: Verlauf N. 24° W., Einfallen 80° nach ONO. Ein Vergleich mit der Darstellung auf dem Reinblatte Iserlohn ergab einen Verlauf von N. $21^1/_2{}^0$ W. für die ganze Länge der Störung, also nur einen sehr geringen Unterschied. Die Lage der Verwerfung auf dem Reinblatt wich von jener im Aufschluß nur um 1 mm ab, wobei aber zu berücksichtigen ist, daß eine Begehung auf der noch unfertigen Strecke kleine Fehler in der Abschätzung der horizontalen Entfernungen kaum vermeiden läßt. Ich hatte sie an der Austrittsstelle einer zwischen Bremke und der Neubaustrecke gelegenen Quelle durchgezogen.

Die zweite Querverwerfung setzt östlich vom Großen Nußberg auf und ist nach SSO. bis dicht SW. vom Gehöfte Langenfeld verfolgt. Die Messung ergab einen Verlauf von N. 15° W., also eine vollkommene Übereinstimmung mit der Darstellung auf der Karte; das Einfallen war mit 80° nach W. gerichtet. Ihre Lage war in einer Senke im linken (nördlichen) Gehänge des Gerlingser Baches angenommen und dort wurde sie auch angetroffen.

Berlin, den 17. Februar 1915.

Das glaziale Diluvium der mittleren Niederlande.

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

Mit einer Karte 1 : 500000 (Tafel 27), einem Profil und 5 Kartenskizzen im Texte.

In den 60er und 70er Jahren des vorigen Jahrhunderts wurden die beiden ersten Kartierungen größerer Gebiete des Mitteleuropäischen Flachlandes ausgeführt, die zum Deutschen Reiche eine diametral entgegengesetzte Lage besitzen: Im O., in der damals noch ungeteilten Provinz Preußen, im Maßstabe 1 : 100000 durch Berendt und und Jentzsch, im W., im Königreich der Niederlande durch Staring im Maßstabe 1 : 200000. Beide Gebiete bilden auch geologisch die schärfsten Gegensätze, die man sich im Diluvium vorstellen kann: Im O. die jugendfrischen, formenreichen Aufschüttungen des letzten Inlandeises von rein skandinavischem Charakter, im W. ein gealtertes, verwaschenes, in seinen Formen noch durch Abtragung stark verwischtes Gebiet mit Ablagerungen einer älteren Eiszeit, zusammen mit den gewaltigen, teils diluvialen, teils alluvialen, fluviatilen Aufschüttungen mächtiger Stromsysteme. — Während aber im O. die kartographische Darstellung nicht Halt machte, sondern unmittelbar nach Gründung der Geologischen Landesanstalt eine Aufnahme im Maßstabe 1:25000 sich anschloß, die heute bereits mehr als 100 Meßtischblätter in den verschiedensten Teilen beider Provinzen umfaßt, besitzt Holland auch heute noch keine neuere Aufnahme des ganzen Landes in größerem Maßstabe. Die entsprechende staatliche Stelle in den Niederlanden, die Rijksopsporing van Delfstoffen, hat sich bisher auf die

Untersuchung des Landes auf nutzbare Ablagerungen durch Bohrungen beschränkt und steht erst jetzt im Begriffe, die einleitenden Schritte zu einer geologischen Neuaufnahme des Landes zu tun. Die Staring'sche Karte der Niederlande, das Werk eines einzelnen Mannes, bedeutete zu jener Zeit eine wissenschaftliche Tat von hervorragender Bedeutung, die den Namen ihres Urhebers für alle Zeiten mit Ruhm bedeckt hat. Ihr Wert ist auch heute noch unbestritten, wenngleich die wenig geschickte Art der Darstellung der verschiedenen Bildungen und die Eintönigkeit der gewählten Farben ihr Lesen ganz außerordentlich erschwert. Ich habe mit aufrichtiger Verehrung an dem Grabe des Forschers gestanden, der auf dem Friedhofe der kleinen Stadt Lochem in Gelderland am Nordabhange eines kleinen Endmoränenkomplexes 1878 seine letzte Ruhestätte gefunden hat.

Für die für das Jahr 1915 geplante, jetzt aufgegebene Ausstellung in Düsseldorf hatte die Geologische Landesanstalt die Darstellung einer geologischen Reliefkarte des gesamten Rheingebietes im Maßstabe 1 : 200000 ins Auge gefaßt, und ich erhielt den nicht ganz einfachen Auftrag, das Kartenbild für das Mündungsgebiet des Rheins, also im Königreich der Niederlande, durch selbständige Untersuchungen zu liefern, die die am Niederrhein bei den geologischen Aufnahmen gewonnenen Ergebnisse benutzen und die dabei gemachten Erfahrungen auf das Diluvialgebiet der Niederlande übertragen sollte. Für diese Aufgabe stand mir, einschließlich einer vergleichenden Begehung der wichtigsten Aufschlüsse am Niederrhein, ein Zeitraum von nur 4 Wochen zur Verfügung, während dessen ich zunächst unter Führung Dr. Wunstorf's mich einigermaßen mit der Diluvialgeologie des preußischen Niederrheingebietes vertraut machte. Während eines Zeitraumes von wenig über 3 Wochen habe ich dann das Gebiet der Niederlande zwischen dem Parallelkreis von Amsterdam und der deutschen bezw. belgischen Grenze in angestrengter Tätigkeit bereist, was natürlich nur unter ausgiebiger Benutzung von Wagen und Automobilen sich durchführen ließ. Der Leiter der Rijksopsporing van Delfstoffen, Herr Dr. Waterschoot van der Gracht,

hatte auf Bitte der Geol. Landesanstalt sich in liebenswürdigster Weise bereit erklärt, diese Untersuchungen zu unterstützen und tat dies dadurch, daß er die Bezirksgeologen Dr. Tesch und Dr. Huffnagel beauftragte, mich — soweit dies irgend durchführbar war — auf meiner Reise zu begleiten. Auch er selbst beteiligte sich an einer Begehung im Diluvialgebiet des Gooi. Es ist mir eine angenehme Pflicht, den genannten Herren an dieser Stelle für ihre außerordentlich lehrreiche Begleitung und Unterweisung meinen verbindlichsten Dank auszusprechen.

Das gesamte Königreich der Niederlande läßt sich vom geologischen Standpunkte aus zwanglos in 3 Teile teilen, nämlich in das Gebiet der alluvialen Aufschüttung im W., der fluviatilen Diluvialaufschüttung im S. bis zur belgischen Grenze und das Gebiet der Glazialaufschüttung im NO. und N. des Landes. — Das Alluvialgebiet mit seinem Dünengürtel auf der riesenhaften, von Dünkirchen bis Wangeroog reichenden Nehrung und seinen ungeheuren Schlick- und Flachmoorgebieten ist in der vorliegenden Karte ganz ausschließlich eine Wiedergabe der Staring'schen Karte. Auch im S., in der fluviatilen Aufschüttungslandschaft, habe ich mich wesentlich an die Staring'sche Karte halten können, die allerdings durch eine Anzahl eigener Beobachtungen eine Ergänzung und Erweiterung erfahren hat. Nur das Gebiet des eigentlichen glazialen Diluviums habe ich eingehender untersucht und selbständig in einer von der Staring'schen erheblich abweichenden Weise dargestellt.

Die Staring'sche Karte ist entstanden unter der Herrschaft der Drifttheorie, und man kann deshalb natürlicherweise von ihr nicht erwarten, daß sie irgendwelchen auf der Grundlage der Inlandeistheorie gewonnenen morphologischen Anschauungen Rechnung trägt. Gerade auf die Übertragung der uns jetzt in Norddeutschland allgemein geläufigen morphologischen Gliederung der Glaziallandschaft auf die Niederlande habe ich den größten Wert gelegt. Seitens einiger niederländischer Geologen liegen bereits Versuche in dieser Hinsicht vor; so haben Lorié, Martin und van Baren das gesamte Gebiet der Niederlande oder größere Teile derselben

unter Berücksichtigung gewisser morphologischer Formen darzustellen sich bemüht, aber diese Versuche sind teilweise lückenhaft und untereinander recht widerspruchsvoll und weichen von dem Bilde, welches ich gewonnen habe, ganz erheblich ab. Um dies zu zeigen, gebe ich die Originaldarstellungen der drei genannten Verfasser in den Figuren 2–5 unverändert wieder, so wie sie in der schönen Zusammenstellung über die Geologie der Niederlande im Handbuch der Regionalen Geologie, Bd. 1, Heft 3, von van Waterschoot van der Gracht und Moolengraff gegeben sind. Sie stimmen mit den mir vorliegenden Originalkarten der drei Verfasser genau überein.

Das glaziale Diluvium der Niederlande ist nahezu ganz auf das Gebiet nördlich des Rheins beschränkt und findet sich südlich von ihm nur auf dem Sporn, der aus dem preußischen Rheinlande zwischen den Tälern der Maas und des Rheins sich bis Nymwegen nach NW. hin in das alluviale Land hineinschiebt. Ein Lappen des Inlandeises hat das Gebiet des heutigen Rheinstromes zwischen Elten und Cleve im O. und Nymwegen und Rhenen im W. überschritten. Ein zweiter Lappen ist dann mit dem Westrande von Heerenberg über Emmerich abermals über das heutige Rheintal hinübergegangen und hat sich hier bis in die Gegend von Rheurdt und Crefeld im SO. ausgebreitet. Diese beiden Lappen des Inlandeises sind durch ausgezeichnete Endmoränenbögen bezeichnet. Der erste Bogen verläuft von Nymwegen in großer Breite nach Cranenburg, der zweite von Cranenburg nach Cleve. Er bricht sehr steil am Rheintal ab, wo er die bekannte Schwanenburg von Cleve trägt, und hat nördlich vom Rhein seine Fortsetzung bei Elten. Er behält die Richtung nach NO. bei bis zu dem Dorfe Kilder, wo er im Hettenheuvel 105 m Meereshöhe erreicht. Hier legt sich ein neuer Endmoränenbogen unmittelbar an, der aber schon bei Heerenberg, nördlich von Emmerich, wieder am Alluvium des Rheintals endet und erst weiter südlich, jenseits des Tales und hart an seinem Südrande, östlich von Cleve, wieder einsetzt. Die Endmoräne folgt dann dem südlichen Rande des Reintals über Moyland und Calcar, biegt dann nach S. um

und läuft an Üdem vorbei bis in die Nähe von Kervenheim. Die Fortsetzung dieser Endmoräne sehe ich in den Höhen, die die Hochfläche des Bönninghardt im N. und O. begleiten. Dann folgt eine Anzahl von Einzelkuppen: der Dachsberg, Eyllsche Berg, Rayer Berg und Gulixberg und, ein wenig westlicher, der prachtvolle Endmoränenbogen von Örmten-Rheurdt-Tönisberg.

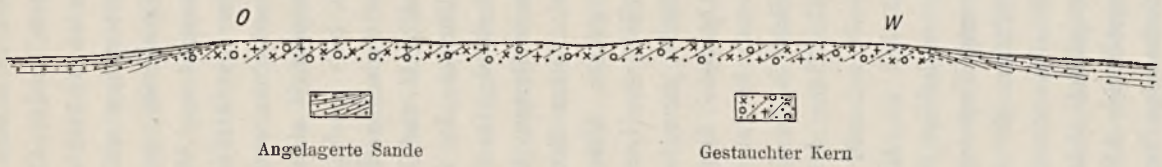
Innerhalb des Bogens Calcar-Alpen liegt, an Xanten sich anlehnend und über Köppenhof und Labbeck nach Marienbaum verlaufend, noch ein innerer Bogen einer etwas später Rückzugsstaffel, die sich mehrfach zu 80—90 m Höhe erhebt. Die genannten Endmoränenzüge im Niederrheingebiet sind die äußersten Endmoränen des skandinavischen Inlandeises überhaupt; ihre Fortsetzung finden sie nach N. hin jenseits des Rheintals, von Rhenen an. Bevor ich aber auf sie näher eingehe, sei kurz darauf hingewiesen, daß sich an die Endmoränenzüge von Nymwegen bis zum Südende des Bönninghardt hochgelegene Sand- und Kiesflächen anschließen, die bisher als Hauptterrassenstücke gedeutet wurden. Ich kann mich dieser Deutung nicht anschließen, sondern halte diese Flächen für typische Sander, weil ihre Oberfläche nach S. hin, also vom Eisrande weg, geneigt ist, während die Oberfläche der Hauptterrasse naturgemäß ihre Neigung nach N. im Gefälle des Rheins hat.

Nördlich vom Rheine läßt sich die Endmoräne von Rhenen ab in zwei prachtvollen Bögen bis zur Zuider See in der Nähe der malerischen Wasserfestung Naarden verfolgen. Der erste Teil der Endmoräne verläuft nahezu geradlinig von Rhenen über Amerongen, Leersum und Doren bis zur Eisenbahn Utrecht-Arnheim bei Maarn. Hier biegt die Endmoräne nach N. um und läuft in dieser Richtung bis Amersfoort; bei dieser Stadt setzt der nächste Bogen ein, der etwas südlich der Eisenbahn Utrecht-Amersfoort bis zur Tierarzneischule, östlich von Utrecht, sich erstreckt. Von hier bis zu der von Utrecht nach Hilversum führenden Bahn ist der Endmoränenbogen unterbrochen, setzt aber an der Bahn selbst wieder ein und zieht, nur bei Hilversum noch einmal auf etwa 800 m Länge unterbrochen, im Bogen bis Huizen,

um etwas westlich von diesem großen Dorfe sich bis auf etwa 600 m der Zuider See zu nähern. Dies ist das nordwestliche Ende der äußersten Endmoräne des Skandinavischen Inlandeises auf dem europäischen Festlande. Ein Anzeichen ihrer westlichen Fortsetzung erblickt Dr. van Waterschoot in einer unter Torf begrabenen, große Blöcke führenden, diluvialen Kuppe nahe bei Amsterdam. Wirklich in die Erscheinung aber tritt diese Endmoräne erst wieder auf englischem Boden in Norfolk, wo aus Kreideschichten aufgestaute, mächtige Moränenwälle skandinavischen Ursprungs sich mit den Endmoränen lokaler Gletscher vereinigen.

Die Hochfläche zwischen Rhenen und Naarden-Hilversum wird als »Gooi« bezeichnet und besteht aus einem langgestreckten, 5—15 km breiten Rücken, der im W. an das weite Alluvialland der westlichen Niederlande, im O. an ein im S. bei Wageningen bis auf 3 km verschmälertes, trichterförmig gestaltetes, im N., an der Zuider See, 25 km Breite erreichendes Trockental, die Geldernsche Vallei, grenzt. Unsere Endmoräne liegt von Rhenen an, bis 4 km westlich von Leersum, unmittelbar am Südwestrande dieser Hochfläche, dann biegt sie zurück und erreicht bei Amersfoort ihren Ostrand. Der nördliche Bogen kommt südlich von Hilversum abermals hart an den westlichen Plateaurand heran, während das nördlich davon folgende Bogenstück inmitten der Hochfläche liegt. Die Höhe der Endmoräne beträgt im ganzen südlichen Teil 60—70 m, und sie erhebt sich als gewaltiger Rücken hoch über das im Meeresspiegel liegende Flachland. Weiter nach N. hin erniedrigt sie sich und endigt schließlich an der Zuider See wenig imposant als flacher, nur 15 m hoher Rücken. Die Hochfläche, der sie aufgesetzt ist, bildet eine gewaltige Ebene, die sich von der Endmoräne aus nach beiden Seiten hin ganz unmerklich abdacht und ohne jeden höheren Steilabfall unter das angrenzende Alluvium der Niederung untertaucht. Der westlich der Endmoräne liegende Teil der Hochfläche ist ein ausgesprochener Sander, dem ich, im Gegensatz zur Auffassung mancher niederländischer Geologen, keinerlei Terrassencharakter

Figur 1.



Querschnitt durch die Staumoräne von Maarn.

Maßstab für Höhe und Länge 1 : 10000.

Im Kern der Endmoräne nach O. einfallende, ziemlich steil aufgerichtete fluviatile Sande und Kiese. Im O. legen sich gut geschichtete, geschiebefreie Sande mit schwachem Einfallen nach O. auf. Im W. der Sander.

zuschreiben kann. Aber auch der Teil der Hochfläche, der östlich der Endmoräne liegt, besitzt vollkommen denselben Charakter, und ich möchte ihn als eine Aufschüttung der Schmelzwasser des Inlandeises betrachten, die erfolgte, während der Eisrand sich langsam von der Endmoräne zurückzog. Einen wundervollen Einblick in den Aufbau der Endmoräne und ihrer Beziehungen zu den im O. und W. anstoßenden Sandflächen gewährt der $1^1/_2$ km lange Eisenbahneinschnitt beim Bahnhof Maarn zwischen Utrecht und Arnheim, der die Endmoräne quer durchschneidet und mehrfach abgebildet ist. Ich gebe in Figur 1 eine Skizze dieses schönen Aufschlusses. Den Kern der Endmoräne bilden nach O. einfallende, ziemlich steil aufgerichtete fluviatile Sande und Kiese, die vielfach große Blöcke enthalten. Auf sie legen sich im O. flach nach O. einfallende, gut geschichtete, geschiebefreie Sande auf, die sich in ihrer weiteren östlichen Fortsetzung in das ebene Vorland der Endmoräne verflachen. Auf der Grenze beider Bildungen liegt eine Packung von großen nordischen Geschieben zusammen mit Fetzen von Geschiebelehm, die sich auch innerhalb der aufgerichteten Schichten mehrfach finden. Der Reichtum an Geschieben ist so groß, daß die Sohle des sehr breiten Einschnittes, dem das Material für mächtige Dammschüttungen entnommen ist, mit tausenden von nordischen Blöcken, z. T. von recht erheblichem Ausmaß, bedeckt ist. Unter ihnen überwiegen krystalline Gesteine durchaus, aber es finden sich auch vereinzelte, an der Oberfläche stark korrodierte Kalksteine. Nach W. hin grenzt, in ganz ähnlicher Weise an die Endmoräne sich anlagernd, der Sander an, der bis 500 m östlich von der Haltestelle Driebergen reicht. Dann folgt weiter nach W. eine etwa 500 m breite, niedrige Talsandstufe, die weiter im W. unter den alluvialen Schlick des Rheintals untertaucht. Diese Talsandterrasse läßt sich als ein immer ziemlich schmales, höchstens $1—1^1/_2$ km Breite erreichendes Band am Westrande der Hochfläche von Rhenen bis etwas nördlich von Martens Diik verfolgen. Die Hochfläche des Gooi setzt sich also aus zwei Elementen zusammen: Aus der Endmoräne und aus den sie im W. und im O.

begleitenden Sander-ähnlichen, fluvio-glazialen Ablagerungen. Nur in den großen, nach NO. hin geöffneten Bogen der Endmoräne zwischen Amersfoort und Hilversum schieben sich noch drei isolierte, die Sanderebene beträchtlich überragende Hügel mit ganz

Figur 2.



Endmoräne des fenno-skandinavischen Inlandeises in den Niederlanden nach LORIÉ.

----- Vermutliche Grenze des Inlandeises während seiner maximalen Ausbreitung.

Löß.

verschiedenen Längsachsen ein, die in ihrer Gesamtheit noch eine kleine Rückzugsstaffelmoräne des von der Hauptendmoräne aus einige Kilometer zurückgewichenen Eisrandes darzustellen scheinen. Die Endmoräne des Gooi und ihre Fortsetzung bei Nymwegen und Cleve ist zuerst von Lorié als solche erkannt worden, und ich gebe nebenstehend seine Darstellung der durch sie angedeuteten Eisrandlage wieder.

Östlich von der Utrechter Hochfläche oder dem Gooi folgt nunmehr das bereits erwähnte Geldernsche Trockental, dessen völlig ebener Talboden in der Hauptsache aus steinfreien Sanden gebildet wird, die ich als Mittelterrasse auffassen möchte. Sie wird von zahlreichen Gräben und kleinen Flüßchen durchzogen, unter denen das Eem-Flüßchen das bekannteste ist, da es der interglazialen Eemstufe den Namen gegeben hat. In der Nähe von Emmikhuizen heben sich noch einmal einige kleine, flache Sandhügel heraus, die einen der Erosion entgangenen Rest der weiter östlich folgenden Sanderfläche darzustellen scheinen. Nördlich vom Gooi taucht nur noch einmal glaziales Diluvium aus dem weiten alluvialen Flachlande hervor: der Muider Berg an der Südseite der Zuider See, der ein der Zerstörung durch die Meeresfluten entgangenes Stückchen des Sanders darstellt, der vor der ebenfalls in der südlichen Zuider See zu suchenden Fortsetzung der Utrechter Endmoräne lag. Der nur wenige Meter hohe, nach S. sich unter das Alluvium verlierende, kaum 1 qkm große Muider Berg wird aus flach gelagerten Sanden gebildet, die das typische Verwitterungsprofil der Sanderflächen zeigen und zur Zuider See steil abbrechen.

Der Ostrand des Geldernschen Trockentals verläuft von Wageningen über Ede-Barneveld-Voorthuizen und Parden zur Zuider See, die bei Harderwijk erreicht wird. Auf dieser Linie beginnt die gewaltige Hochfläche des Veluwe, die eine Breite von durchschnittlich 30 km besitzt. Nach Süden fällt sie von Dieren über Arnheim bis Wageningen steil zum Rheintal ab. Ihr Ostrand verläuft von Dieren über Apeldoorn und Epe bis in die Nähe von Zwolle und ihr Nordwestrand von Zwolle spitzwinklig zur Zuider

See auf Harderwijk. In dieser Hochfläche liegen die höchsten Erhebungen der nördlichen Niederlande, die im südlichen Teil mehr als 100 m Meereshöhe erreichen, aber auch im Norden noch 60 m überschreiten. Auf ihr liegen zwei gewaltige Endmoränen, die zwei verschiedenen Stillstandslagen des von Westen nach Osten sich zurückziehenden Inlandeises entsprechen, die eine am westlichen, die andere am östlichen Rande der Hochfläche, beide in zwei große Teilstrecken aufgelöst, die im Westen eine 12, im Osten eine nur 4 km breite Lücke zwischen sich zeigen. Die östliche Endmoräne entsendet eine spornartige Verlängerung nach Westen hin, die sich östlich von Wageningen der westlichen Endmoräne bis auf 3 km nähert.

Wir betrachten zunächst den Verlauf der kleineren westlichen Endmoräne: Den Westrand des Veluwe begleitet im Süden von Wageningen über Ede bis Meulunteren auf einer Strecke von 16 km ein $2^1/_2-4$ km breiter Endmoränenzug, der allenthalben in 40—50 m Meereshöhe gipfelt und vollkommen lückenlos ist. $2^1/_2$ km westlich von Ede liegt ein zweites, mit dem ersten parallel laufendes Endmoränenstück von 6 km Länge und $1^1/_2-2$ km Breite, welches in seinen höheren Erhebungen ebenfalls 43 m Meereshöhe erreicht, während die zwischen beiden liegende Sandebene nur etwa 30 m Meereshöhe besitzt. Diese Endmoräne grenzt im Süden unmittelbar an den Rand des Geldernschen Trockentals, und erst von Ede an nördlich schiebt sich zwischen dieses und die Endmoräne ein weniger als 1 km breiter Saum von schwach nach Westen geneigten Sanden ein, die mit niedrigem, aber deutlichem Absatze gegen die Talsandstufe des Trockentals abschneiden. Nun folgt bis 2 km südlich von Garderen eine $12^1/_2$ km breite Lücke, nördlich von der eine breite Endmoräne einsetzt, die sich in nordsüdlicher Richtung 15 km weit bis in die Nähe von Harderwijk erstreckt, im Süden bis 9 km Breite besitzt und im Norden sich auf 3—4 km verschmälert. Ihre Höhen schwanken zwischen 40 und 55 m, so daß sie sich um 25—40 m über die angrenzenden Sandflächen erhebt. Zwischen dem Haspelberge und Beekhuizen ist eine schmale

Pforte, die mit eben gelagerten Sanden ausgekleidet ist. Westlich von dieser Endmoräne liegt ein 4—5 km breiter Sander, dessen Westrand ohne deutliche Abgrenzung unter die jüngeren Talbildungen der Mittelterrasse des Trockentals untertaucht.

Weit bedeutender ist die zweite Endmoräne des Veluwe: sie beginnt bei Doorwerth, halbwegs zwischen Wageningen und Arnheim und erstreckt sich zunächst in ostwestlicher Richtung 25 km weit bis Dieren, auf dieser ganzen Strecke sich unmittelbar aus dem Rheintal heraus bis zu Höhen von 110 m erhebend. Im Osten bei Dieren biegt sie nach Norden um und verläuft als ein richtiges kleines Gebirge von $7^1/_2$—10 km Breite, fast 40 km weit bis Vierhouten. Ihre Oberfläche ist äußerst stark bewegt und die Gipfelhöhen schwanken zwischen 50 und 110 m Meereshöhe. Irgendeine durchgehende Regelmäßigkeit in der Anordnung der einzelnen Rücken habe ich nicht wahrnehmen können, doch scheint stellenweise eine annähernd ostwestliche Erstreckung einzelner Rücken vorhanden zu sein. Bei Vierhouten folgt eine Lücke von etwa 4 km Breite, nach welcher bei Nieuwsoerel ein neues Endmoränenstück einsetzt, das in genau nordöstlicher Richtung bis in die Gegend von Pattem verläuft. Der zwischen 20 und 30 m Meereshöhe einsetzende Nordwestrand dieser Endmoräne ist außerordentlich scharf und geradlinig und wird in seinem südwestlichen Teile als »Wolberg« bezeichnet. Der südöstliche Rand dagegen zeigt eine ganze Reihe von Einbuchtungen. Diese zwischen 1 und 6 km Breite besitzende Endmoräne hat in ihrem südlichen Teil Höhen über 60 m, während der nördliche Teil niedriger ist; doch enthält auch er starke Höhenunterschiede, so daß nahe benachbarte Punkte um mehr als 40 m Höhenunterschied aufweisen. Diese gewaltige Endmoräne, die größte der Niederlande und eine der bedeutendsten und breitesten Endmoränenbildungen, die mir überhaupt jemals vorgekommen sind, wird nun im Westen und Nordwesten von einem Sander begleitet, der im Nordwesten mit gut erkennbarem Rande an die wohl ebenfalls der Mittelterrasse zuzurechnende Talsandebene der Umrandung der Zuider See angrenzt. Nach Westen hin füllt dieser Sander

den Raum zwischen der östlichen und westlichen Endmoräne des Veluwe vollkommen aus, indem er sich mit Höhen von 15—30 m an letztere anlegt. Durch die Lücke der beiden westlichen Endmoränen zwischen Garderen und Lunteren dringt er bis an das Geldernsche Trockental vor und verschmilzt hier anscheinend ohne jeden Geländeabsatz mit dessen ebenen Talsandflächen. In Wahrheit aber taucht er jedenfalls einfach unter sie unter. Dieser gewaltige Sander, dessen Breite zwischen $7^1/_2$ und $17^1/_2$ km schwankt, erinnert in bemerkenswerter Weise an die Lüneburger Heide. Während die Endmoränen zu einem großen Teil mit geschlossenen Wäldern bedeckt sind, die besonders westlich von Apeldoorn und der Sommerresidenz Het Loo von großer Schönheit sind, ist der Sander in ungeheuren Flächen mit Heidekraut bewachsen oder in großartiger Weise mit Dünen besetzt, unter denen der Kootwijksche, Hartkampsche und Otterloosche Sand die bedeutendsten sind. Alle möglichen Formen der Dünen sind hier vertreten: Lang gestreckte, hohe Wälle, die außerordentlich an das Bild unserer Oser erinnern, zum Teil mit Wäldern bestanden, wild zerrissene Kupsendünen und ungeheure Windmulden wechseln in regelloser Weise miteinander ab und erzeugen wahre Wüstenlandschaften, die man in dem sonst so fruchtbaren und wohlangebauten Lande kaum erwartet.

Der größte Teil des Sanders vom Süden bis zur Eisenbahn Amersfoort-Apeldoorn entbehrt jeglicher fließender Gewässer. Den nördlichen Teil durchfließt in einer Tiefenlinie ein kleiner Bach, der in der Nähe des Utteler Meeres, eines kleinen Sees, entsteht; erst in der Pforte zwischen den beiden westlichen Endmoränen kommt es zur Entwicklung einer Anzahl kleiner Bäche, die in ganz flachen, mit Torfmooren ausgekleideten Tälern nach Westen hin dem Geldernschen Trockental zufließen. Ich bin geneigt, sie auf rückschreitende Quellenerosion zurückzuführen. In den durchlässigen Sanden und Kiesen des Sanders versinken alle atmosphärischen Niederschläge in die Tiefe und speisen einen Grundwasserstrom, der im nördlichen Teil nach Norden, im mittleren Teil nach Westen und im südlichen Teil nach Süden hin seinen

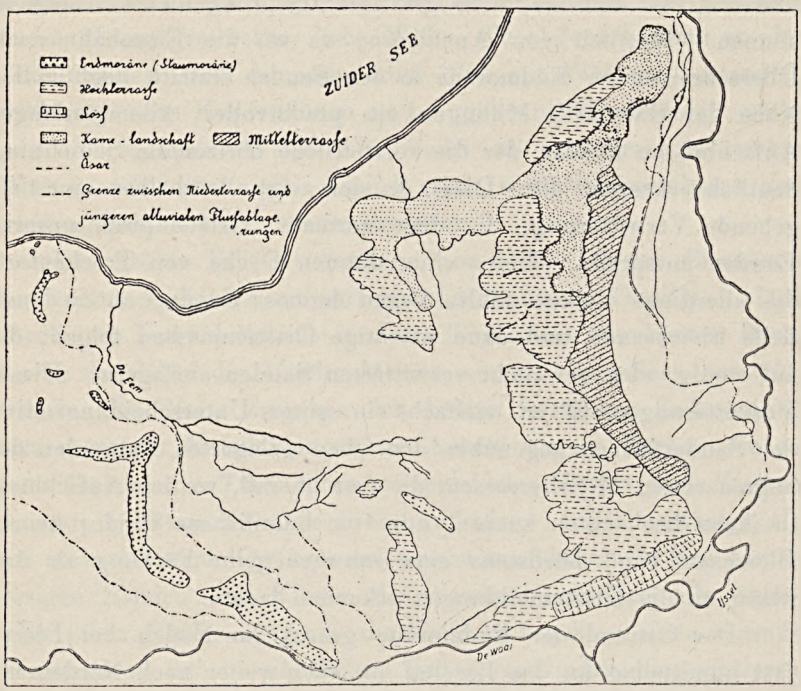
Abfluß nimmt. Seine Oberfläche besitzt offenbar ein erheblich geringeres Gefälle als die Sanderoberfläche und kommt deswegen im westlichen Teil mit ihr zum Schnitt, wo Grundwasserquellen entstehen, die einer Anzahl von kleineren Bächen das Leben geben. Hier ist auch die Besiedelung des Sanders eine dichtere und hier sind bereits erhebliche Flächen der Kultur gewonnen, aber überall schieben sich zwischen die wohlbestellten Felder noch große, mit Heidekraut und Gebüsch bestandene Flächen ein, die ein Bild von dem ursprünglichen Aussehen des ganzen Sanders gewähren.

Der Sander selbst besteht aus außerordentlich regelmäßig geschichteten, nahezu horizontal gelagerten, aber wahrscheinlich flach nach Westen hin sich neigenden Sand- und Kiesschichten. Letztere führen von gröberem Material ganz überwiegend Quarz- und Kieselschiefergerölle, daneben aber auch genügend nordisches Material, so daß sie ihren glazialen Ursprung nicht verleugnen können. Westlich von Apeldoorn, da wo die Eisenbahn nach Überschreiten der Endmoräne in den Sander eintritt, liegt in der Nähe der Haltestelle Millingen ein prachtvoller, kilometerlanger Aufschluß im Sander, der die vortreffliche horizontale Schichtung deutlich erkennen läßt. Dieser Sander zeigt allenthalben eine tiefgehende Verwitterung, die dem normalen Ortsteinprofil unseres Landes entspricht. Unter einer dünnen Decke von Trockentorf, die allerdings vielfach fehlt, liegen humose Sande, unter denen helle Bleichsande und dann mächtige Ortsteinmassen folgen, die auf wenig oder gar nicht verwitterten Sanden auflagern. Dieses Verwitterungsprofil ist vielfach ein gutes Unterscheidungsmittel der Sanderflächen gegenüber den eben gelagerten Talsanden der angrenzenden Mittelterrassen, die fast überall, wo ich Aufschlüsse in ihnen beobachten konnte, nur eine humifizierte Rinde, keinen Bleichsand und höchstens eine schwach gelbe Färbung als Anklang an die Ortsteinbildungen erkennen lassen.

Der Ostrand der Endmoräne grenzt im Süden bei Dieren fast unmittelbar an das Ijsseltal an, aber weiter nach Norden hin schiebt sich zwischen den ebenen Talboden dieses Tales, der nur

wenige Meter über dem Meeresspiegel liegt und die Endmoräne ein sich immer mehr verbreiternder und bei Epe 6 km Breite erreichender Streifen von höher gelegenen Sanden ein, die bis zu der deutlich und scharf sich heraushebenden Endmoräne langsam auf 20—40 m Höhe ansteigen. Nördlich von Epe verschmälert sich dieser Streifen wieder und zwischen Ontrek und Pattem tritt die Endmoräne wieder dicht an die hier nur 1 m über dem Meeresspiegel liegenden Alluvialablagerungen des Ijsseltales heran. Diese Sandflächen liegen, wie es scheint, in ganz dünner Schicht auf aufgestauchten und abradierten, etwas älteren Sanden und Kiesen auf und können keinesfalls als eine Terrassenbildung aufgefaßt werden. Sie sind vielmehr offenbar in derselben Weise entstanden, wie die Sandflächen östlich der Endmoräne der Utrechter Hochfläche des Gooi.

Figur 3.



van Baren's Darstellung von Gooi und Veluwe.

Vergleicht man mit dieser einfachen Deutung der Landschaftsformen des Veluwe, wie ich sie im Vorstehenden gegeben habe, das Bild, welches van Baren sich von dem Veluwe gemacht hat, und welches ich verkleinert in Fig. 3 wiedergebe, so ergeben sich Gegensätze und Widersprüche, wie sie sich schärfer kaum denken lassen. Was ich als Endmoräne deute, hat er, mit alleiniger Ausnahme der kleinen Endmoräne von Mossel östlich von Ede, als Hochterrasse gedeutet, die im Osten an die große Endmoräne an-

Figur 4.



Martins Darstellung der nordholländischen Endmoränen.

grenzende, nach Westen ansteigende Sandfläche mit ihrer gestauchten Unterlage als Mittelterrasse und einen großen Teil des Sanders, aber auch ein gutes Stück besonders der nordöstlichen Endmoräne als Kameslandschaft gedeutet. Dagegen ist die kleine zurückliegende Staffel der Endmoräne östlich von Ede von van Baren als solche gedeutet, weil sie etwas reicher an nordischen Geschieben sein soll, von denen ich allerdings nichts habe sehen können. Auf den Südrand der Endmoräne von Dieren bis Arnheim legt er einen breiten Streifen von Löß. Den größten Teil der von mir als Sander gedeuteten Flächen läßt seine Karte weiß, und in meiner östlichen Endmoräne erkennt er im nördlichen Teil ein halbes Dutzend Oser von recht merkwürdigem, zum Teil fragezeichenartig geschlängeltem Verlauf. Auch die Martin'sche Karte, Fig. 4, gibt im Veluwe nichts von Endmoränen an, wohl aber 5 Oser, die von Nordosten nach Südwesten verlaufen. Ich muß gestehen, daß ich dieser Deutung vollkommen verständnislos gegenüberstehe und auch nicht die leiseste Erklärung dafür finden kann. Was van Baren als Hochterrasse angibt, sind hoch aufragende, höchst unregelmäßig gestaltete Berge, welche Höhenunterschiede von 50—60 m auf engem Raume aufweisen. In seiner Kameslandschaft habe ich nicht das geringste sehen können, was mit dem, einem norddeutschen Geologen so wohl vertrautem Bilde dieser Landschaftsform auch nur entfernte Ähnlichkeit besitzt: Ich finde keinerlei Andeutung von geschlossenen, abflußlosen Kesseln und Becken, sondern nur ebene Flächen, auf welchen höchstens alte, mit Heidekraut bewachsene Dünen oder zahllose Hünengräber aufgesetzt sind, die sich, vielfach gruppenweise, als auffällige Erscheinungen schon auf große Entfernung hin dem Auge darbieten. Was van Baren als Oser dargestellt hat, bin ich, soweit ich die Identität bei der gänzlich fehlenden Geländedarstellung feststellen konnte, geneigt, ebenfalls für alte Dünenrücken oder für gestauchte Endmoränenwälle zu halten. Ich muß also die van Baren'sche Gliederung des Veluwe zu meinem Bedauern ablehnen und befinde mich in dieser Beziehung in erfreulicher Übereinstimmung mit den beiden holländ-

dischen Bezirksgeologen Tesch und Huffnagel, in deren Gesellschaft ich die Hochfläche des Veluwe auf nicht weniger als acht Linien mit zahlreichen Seitenabstechern gequert habe. Noch auf eine meines Erachtens irrige Auffassung van Baren's möchte ich an dieser Stelle hinweisen: Er hat in dem Auftreten rot gefärbter Geschiebelehme und Sande die Kennzeichen von Bildungen einer älteren Eiszeit erblicken zu müssen geglaubt, als diejenige ist, die den größeren Teil der Oberflächenschichten der Niederlande gebildet hat, und konstruiert daraus auch für das Sandergebiet des Veluwe das Vorhandensein dieser durchragenden oder bis zur Oberfläche reichenden älteren Schichten. Ich habe selbst in der Gegend von Elspett und Staverden solche roten Schichten gesehen und kann die Versicherung abgeben, daß es sich hier um nichts anderes handelt, als um das örtlich begrenzte Auftreten von Fuchssanden, wie sie auch in den jüngsten Talsandbildungen der norddeutschen Urstromtäler sich an zahlreichen Stellen finden, so daß es gänzlich verfehlt ist, in ihnen Kennzeichen älterer Diluvialablagerungen zu erblicken.

Überschreiten wir das breite nordsüdliche Ijsseltal, das aus einer alluvialen Schlickstufe und einer diluvialen, von mir für Mittelterrasse gehaltenen Sandstufe besteht, welches den Veluve in seiner ganzen Ausdehnung im Osten begrenzt, in eben dieser Richtung, so kommen wir in den östlichen Teil der Provinz Gelderland und in die Provinz Ober-Ijssel. Meine Untersuchungen des niederländischen glazialen Diluviums beschränken sich auf diesen südlichen Teil der großen Hochflächen zwischen Ems und Ijssel und reichen nach Norden nur bis zum Tal der Vecht und bis zu den riesigen Hochmooren, die sich südlich von Hardenberg bis zu den Wilsumer Bergen ausdehnen. Hier bietet sich uns ein gegenüber dem Veluve vollkommen verändertes Landschaftsbild dar: Der größte Teil der genannten beiden Provinzen besteht aus einer nach Westen hin ganz schwach sich neigenden Ebene, die aus Sanden aufgeschüttet ist und von einem außerordentlich engmaschigen Netz von alluvialen Rinnen in ganz wenig eingesenkten Tälern durchschnitten wird, die die ungeheure Sand-

ebene in eine Unzahl von einzelnen Sandinseln von verschiedenster Größe bis herab zu 1 ha und weniger zerschneiden. Der Mangel einer guten topographischen Karte großen Maßstabes mit zahlreichen Höhenlinien und die Unübersichtlichkeit des mit zahllosen kleinen Wäldchen und Baumreihen durchsetzten Geländes macht einen Überblick über dieses Gewirre von kleinsten Alluvialrinnen zur Unmöglichkeit. Auf diese Ebene nun sind eine Anzahl von höheren Rücken aufgesetzt, die sich in ausgesprochenster Weise zu nord-südlich verlaufenden Zügen ordnen und zwei ganz verschiedenen Typen angehören. Die einen dieser höheren Rücken sind langgestreckte, hochaufragende Wälle, aus fluviatilen, stark gestauchten Bildungen aufgebaut, die sich ohne jede Schwierigkeit als Staumoränen deuten lassen. Die zweite Gruppe wird von flachen, eine Anzahl von Metern über die Sandgebiete sich erhebenden Hochflächen gebildet, die auch ihrerseits wieder eine ausgezeichnet lineare Erstreckung in sich und eine nord-südlich gerichtete Anordnung ihrer Längsachse zeigen. Wir können einen westlichen und einen östlichen Endmoränenzug deutlich unterscheiden.

Der westliche Zug setzt sich aus acht einzelnen Stücken zusammen und erstreckt sich von Ommen an der Vecht bis zum Lochemer Berg im Süden in einer Länge von 50 km. Die nördlichste Endmoränenkuppe dieses Zuges liegt unmittelbar südlich von Ommen und ist kaum 2 km lang. Etwas weiter südlich folgt die prachtvolle Endmoräne der Lemelenberge, die sich auf einem fast allseitig von Torfmoor umgebenen, 10—20 m hoch gelegenen Sandsockel zu 36—40 m erheben. Sie sind unbewaldet, und man kann infolgedessen ihre unregelmäßig kuppige Oberflächenform recht gut erkennen. Südlich von dem als De Brand bezeichneten großen Moor setzt die beinahe 20 km lange, genau nord-südlich verlaufende Endmoräne ein, die an Hellerdoorn, Nijverdal und Holten vorbeizieht und sich bis zu mehr als 50 m über die angrenzende flache Sandebene erhebt. Sie ist im nördlichen Drittel nur $1^1/_2$ km breit, im mittleren Teile 3—4 km und verschmälert sich im südlichen Teil wiederum bis auf 1 km. 4 km westlich

von ihrem Nordende liegt im Lutten-Berg ein $2^1/_2$ km langer, 1 km breiter, ihr paralleler Endmoränenrücken, der eine kurze Vorstaffel zu ihr zu bilden scheint. $7^1/_2$ km östlich von ihrem Südende setzt bei Rijssen ein neuer Endmoränenzug ein, der westlich von Goor nach Osten umbiegt, um sofort wieder in schönem Bogen nach Westen und dann nach Süden zurückzubiegen. Diesem südlichen Teil parallel verläuft 2 km westlicher ein zweiter kurzer Rücken südlich von Markelo. Nun kommt eine beträchtliche Lücke von 9 km Länge, jenseit deren bei Lochem noch einmal ein typischer Endmoränenrücken, der Lochemer Berg, aus der Ebene 20—30 m hoch und $4^1/_2$ km lang sich heraushebt. Bei Nijverdal wird der Kamm des längsten Endmoränenstückes von der von Almelo nach Zwolle führenden Bahn in einem tiefen Einschnitt durchstochen, und in diesem Aufschluß kann man wieder auf das prachtvollste erkennen, daß die gesamte Endmoräne aus einseitig aufgerichteten, nach Westen hin einfallenden diluvialen Sand- und Kiesschichten von verschiedenster Färbung gebildet wird. Wir haben hier also den bemerkenswerten Fall, daß in den beiden größten Aufschlüssen der niederländischen Endmoränen, dem Einschnitt von Maarn bei Utrecht und dem von Nijverdal, die Schichten durch die Aufstauchung in genau entgegengesetztem Sinne betroffen sind, indem sie bei Maarn auf den Eisrand zu, bei Nijverdal dagegen von ihm abfallen.

Der zweite Endmoränenzug des östlichen Holland liegt 30 km weiter im Osten und setzt sich aus zwei Teilstücken zusammen, von denen das nördliche im Süden bei Otmarsum beginnt. Diese Endmoräne verläuft vom genannten Orte aus nach Norden und biegt dann zwischen Ülsen und Wilsum nach Westen und Nordwesten um, um sich in dieser Richtung bis Veenebrügge zu erstrecken. Dieser nördliche Teil der Endmoräne liegt bereits auf deutschem Boden. Der südliche Endmoränenzug beginnt etwas südlich von Denekamp und verläuft über Oldenzaal bis in die Nähe von Enschede mit einer Gesamtlänge von 16 km. Er ist einem Sockel von aufgefaltetem Tertiär aufgelagert, besitzt im südlichen Teil nur eine

geringe Breite von weniger als 1 km und verbreitert sich nur in der Gegend von Oldenzaal auf $2^1/_2$ km.

Zwischen diesen beiden Endmoränenzügen nun liegen zwei ebenfalls nördsüdlich angeordnete Züge von langgestreckten, Plateauinseln ohne Endmoränencharakter, die sich scharf aus den sie rings umgrenzenden Sandflächen herausheben. Der westlichere der beiden Züge beginnt im Norden mit einer kleinen kreisförmigen Fläche bei Den Hamm. Dann folgen drei linear angeordnete Plateaus auf einem schmalen Sandrücken, der das Moor Het Hurener Veld vom Hochmoor des Vriezen Veen trennt. Nach einer längeren Unterbrechung folgt eine fünfte langgestreckte Plateauinsel bei Euter, wiederum 15 km südlicher die halbkreisförmig gebogene kleine Hochfläche von Neede, und schließlich beginnt südlich von Eibergen mit Groenlo als Mittelpunkt eine 15 km lange, im Norden 6, im Süden nur 3 km breite Hochfläche, die ausgedehnteste dieses Typs. Alle diese eigentümlichen Plateauinseln liegen auf einer genau nord-südlichen Linie und man könnte geneigt sein, in ihnen einen schwachen Versuch zur Entwicklung einer 8—10 km östlich von dem Nijverdaler Endmoränenzuge liegenden Rückzugsstaffel zu erblicken. 12—15 km östlich davon folgt ein allerdings sehr viel weniger ausgesprochener Zug dieser kleinen niedrigen Hochflächen. Er beginnt in der Gegend von Tubbergen mit drei einzelnen Plateauinseln, dann folgt bei Albergen eine vierte, und 10 km südlich davon bei Harne schließlich die letzte. In allen diesen kleinen Plateauinseln tritt nach Angabe der niederländischen Geologen, von deren Richtigkeit ich mich an verschiedenen Stellen selbst überzeugen konnte, gestauchtes Tertiär bis dicht an die Oberfläche.

van Baren hat auch von der eben besprochenen Landschaft zwischen Vecht, Ems, Ijssel und Rhein ein morphologisches Bild gegeben, das ich in Fig. 5 verkleinert wiedergebe. Zwischen Herrn van Baren's und meiner Auffassung bestehen hier dieselben Widersprüche, wie im Valuwe.

Die nächste nach Osten folgende Endmoränenstaffel liegt ganz auf deutschem Boden auf der Westseite der Ems auf den Meß-

tischblättern Lingen, Lohne und Schüttorf. Sie gleicht nach dem Kartenbilde völlig den holländischen Endmoränen, und ich halte sie im Gegensatze zu Tietze ebenfalls für eine Staumoräne mit

Figur 5.

van Baren's Darstellung von Oberyssel und Gelderland 1910.



1 2 3 4 5 6 7 8 9

1 Diluvium. 2 Niederterrasse. 3 Hochterrasse ohne älteren Kern. 4 Hochterrasse mit älterem Kern. 5 Inselberge mit älterem Kern. 6 Inselberge mit vermutetem älteren Kern 7 Hauptrichtung der Endmoränengürtel 8 Charakteristische Schmelzwasserrücken. 9 Grenze der glazialen und postglazialen Landschaft.

einem Kerne aufgepreßter Tertiärschichten. In ihrem streng nord-südlichen Verlaufe deutet sie einen weiteren Rückzug des Inlandeises in der bisher eingehaltenen Westostrichtung an.

Nach dieser Aufzählung der in den mittleren Niederlanden auftretenden Endmoränen und endmoränenartigen Bildungen betrachte ich zunächst den inneren Bau der Endmoränen, dann die durch sie angedeuteten Stillstandslagen des Inlandeises und schließlich ihr Alter und ihre stratigraphische Stellung.

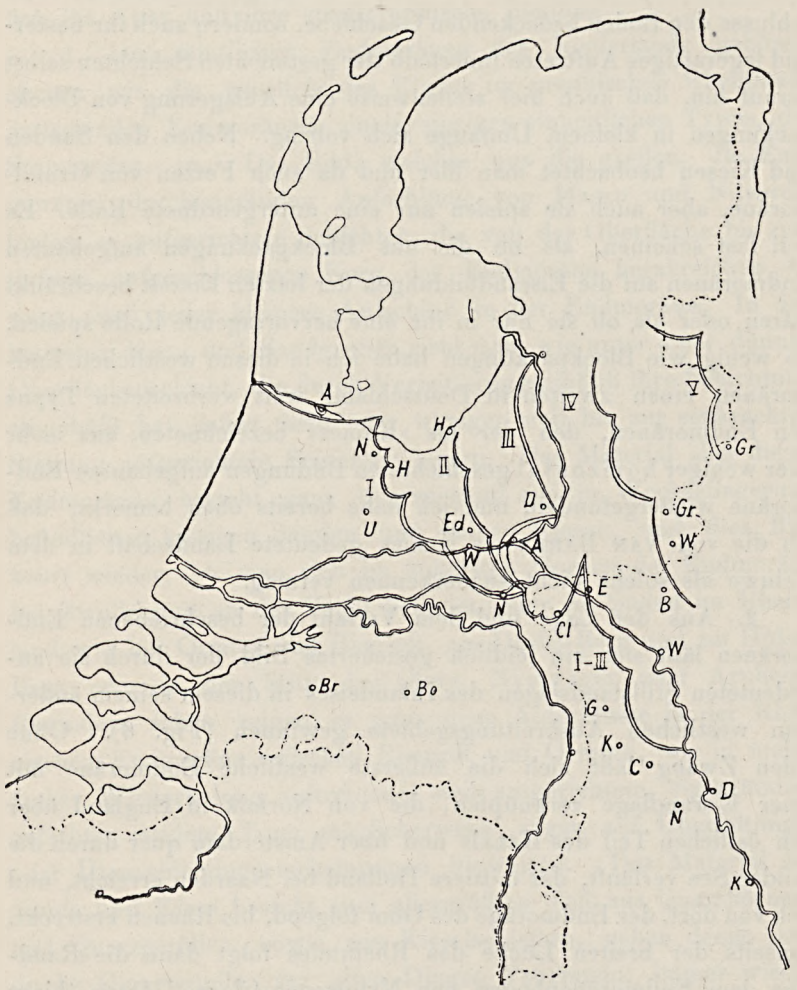
1. Die sämtlichen Endmoränen der Niederlande gehören, ebenso wie die westlich des Rheins im preußischen Rheinlande auftretenden Endmoränen, einem einzigen einheitlichen Typus, der Staumoräne, an. Das Bild, welches uns die großen, die Endmoränen durchquerenden Aufschlüsse von Maarn und Nijverdal bieten — aufgerichtete Schichten, die von der Oberfläche bis zum tiefsten aufgeschlossenen Kern der Endmoräne herabreichen —, zeigt auch jeder kleinere Aufschluß in der Endmoräne. In den kleinsten Kies- und Sandgruben sieht man, wie unter einer dünnen Oberflächenschicht, die durch Verwitterungseinfluß ihre Schichtung eingebüßt hat, sofort mehr oder weniger steil bis zur senkrechten Stellung aufgerichtete Schichten lagern. Das Material aller dieser Endmoränen besteht ganz überwiegend aus in Wechsellagerung befindlichen kiesigen Sanden und reinen Kiesen, und dies Bild kehrt wieder, ob man sich im äußersten Norden der Endmoräne bei Zwolle und an der Vecht befindet, oder im Süden im Rheinland wie bei Örmten und Rheurdt, am Dachs-Berg und am Hülser Berg oder in der Mitte bei Cleve, Nymwegen oder Arnheim. Besonders schön zeigen es ganz neue Aufschlüsse in der Rheinischen Endmoräne zwischen Rheurdt und Örmten, wo in mehrfacher Wiederholung auftretende, steil aufgerichtete, eigentümlich gefärbte, sandige Tone möglicherweise sogar auf Überfaltungs- oder Überschiebungserscheinungen hinweisen. Das Material der Sande und Kiese besteht zum allergrößten Teil aus Quarzkörnern und Quarzgeröllen, sowie aus Kieselschiefern, neben denen nordische Gemengteile, vor allen Dingen Feuerstein, immer wieder auftreten. Neben diesen Sanden und Kiesen finden sich mehrfach

in den Endmoränen mit aufgefaltete interglaziale Bildungen, auf die ich noch zu sprechen komme. Diejenige Ausbildungsart der Endmoräne, die uns mit den Verhältnissen des nordöstlichen Deutschland vertrauten Geologen am häufigsten begegnet und uns früher als der eigentliche Typus der Endmoräne galt, die Blockpackung, fehlt in diesen westlichen Endmoränen so gut wie ganz. Nur an einer Stelle in der westlichsten Endmoräne von Utrecht bei Maarn deutet nicht nur die große Menge der in dem Aufschlusse den Boden bedeckenden Geschiebe, sondern auch ihr nester- und lagerartiges Auftreten innerhalb der gestauchten Schichten selbst darauf hin, daß auch hier stellenweise eine Ablagerung von Blockpackungen in kleinem Umfange sich vollzog. Neben den Sanden und Kiesen beobachtet man hier und da auch Fetzen von Grundmoräne, aber auch sie spielen nur eine untergeordnete Rolle. Es will fast scheinen, als ob die aus Blockpackungen aufgebauten Endmoränen auf die Eisrandbildungen der letzten Eiszeit beschränkt wären oder als ob sie nur in ihr eine hervorragende Rolle spielen. So wenig wie Blockpackungen habe ich in diesen westlichen Endmoränen einen zweiten in Deutschland weit verbreiteten Typus von Endmoränen, den der als »Kames« bezeichneten, aus mehr oder weniger horizontal geschichteten Bildungen aufgebauten Endmoräne wiedergefunden, und ich habe bereits oben bemerkt, daß ich die von van Baren als Kames gedeutete Landschaft in dem Veluwe als solche nicht anzuerkennen vermag.

2. Aus der Lage und dem Verlauf der beschriebenen Endmoränen läßt sich ein leidlich gesichertes Bild der durch sie angedeuteten Stillstandslagen des Inlandeises in diesem seinem äußersten westlichen Ausbreitungsgebiete gewinnen (Fig. 6). Ohne jeden Zwang läßt sich die äußerste westliche Endmoräne mit einer Eisrandlage verknüpfen, die von Norfolk in England über den östlichen Teil des Kanals und über Amsterdam quer durch die Zuider See verläuft, das mittlere Holland bei Naarden erreicht, und sich von dort, der Endmoräne des Gooi folgend, bis Rhenen erstreckt. Jenseits der breiten Lücke des Rheintales folgt dann die Randlage dem Endmoränenbogen von Nymwegen-Cleve. Dann biegt

der Eisrand über den Rhein nach Emmerich zurück, geht wieder über den Rhein und wird weiter im Süden durch den Endmoränenbogen von Örmten und durch die nach Süden hin bis in die Gegend von Crefeld folgenden Endmoränenstücke angedeutet. Die Endmoräne von Emmerich und Elten weist auf zwei Eisloben hin, deren Trennungspunkt ein wenig nördlich vom heutigen Rhein-

Figur 6.



Eisrandlagen im Niederrheingebiete.

tal liegt, so daß das Inlandeis während dieser seiner größten Ausdehnung auf zwei Linien das Rheintal überschritt, zwischen denen ein vom Eis freier, schmaler Raum lag. Der weitere Rückzug des Eises hat sich offenbar so vollzogen, daß der Eisrand etwa von der Linie Wageningen-Arnheim an nach Süden stationär blieb, während er im Norden sich in zwei Etappen zurückzog, von denen die westlichere zwischen Harderwijk und Wageningen lag, während die östlichere durch die gewaltige Endmoräne des östlichen Veluwe bezeichnet wird. Die kraftvolle Umbiegung dieser letzteren Endmoräne im Süden, an Arnheim vorbei bis beinahe wieder nach Wageningen hin, weist darauf hin, daß während dieses Abschnittes des Eisrückzuges im Rheintal noch ein mächtiger Gletscherarm sich bis zur Linie Wageningen-Nymwegen vorschob. Die nächste Rückzugsstaffel des Inlandeises, die durch den ersten nord-südlichen Endmoränenzug westlich des Ijsseltales angedeutet wird, brachte wahrscheinlich das gesamte Gebiet des Rheinstromes bereits außerhalb der Eisbedeckung, so daß wir die Fortsetzung jener Endmoräne der Provinz Gelderland auf deutschem Boden bereits östlich des Rheins zu suchen haben. Dasselbe war natürlich der Fall mit der östlich gelegenen Staffel Wilsum-Ootmarsum, deren Fortsetzung ebenfalls in Westfalen zu suchen ist. Noch weiter nach Osten hin und der letztgenannten Staffel parallel verlaufen die nächsten Endmoränen bereits parallel der Ems, hart an deren westlichem Talrande, in ebenfalls ausgesprochen nord-südlicher Richtung. Über die weitere Fortsetzung dieser drei letztgenannten Endmoränenstaffeln nach Süden haben wir bis jetzt nur wenig Andeutungen, auf die ich mangels eigener Beobachtungen hier nicht eingehen kann.

Es erhebt sich nun die Frage, wann während der Dauer der zugehörigen Inlandeisbedeckung diese gewaltigen Endmoränenzüge entstanden sind. In dem Abschnitt »Niederlande« des »Handbuch für regionale Geologie« nehmen die Herren van Waterschoot und Moolengraaff an, daß diese Stauwälle jedesmal dann aufgestaut wurden, wenn das Inlandeis bei seinem Vorrücken aus höher gelegenem Gebiet in einen nord-südlich verlaufenden Tal-

zug niedergestiegen war und an dem westlich von diesem Talzuge gelegenen höheren Gelände, d. h. an den dort vorher in ebenen Flächen entwickelten Gebieten der Hauptterrasse, sich staute und dadurch zu besonderen Kraftleistungen angeregt wurde. Ich kann mich dieser Auffassung nicht anschließen; ihr widersprechen mit aller Bestimmtheit zwei Umstände: Erstens hat sie zur Voraussetzung, daß jeder dieser Stauwälle beim Vorrücken des Inlandeises und vor seiner Stirn erzeugt wurde. Es ist mir nicht möglich, zu einer klaren Vorstellung darüber zu gelangen, wie es möglich wäre, daß diese Endmoränenwälle dann nicht wieder von dem sie überschreitenden Inlandeise abgehobelt und bis zur völligen Unkenntlichkeit abgetragen wären.

Zweitens aber ist es durchaus nicht richtig, daß diese Endmoränen immer an den westlichen Rändern der nord-südlichen breiten Talzüge liegen. Schon die westliche Endmoräne des Gooi liegt größtenteils nicht an der Westseite des Geldernschen Trockentals, sondern vielmehr an dem westlichen Rande der angrenzenden Hochfläche gegen die große niederländische Alluviallandschaft. Der zweite Endmoränenzug zwischen Wageningen und Harderwijk liegt als geschlossener Zug am Ostrande des Geldernschen Trockentals, und zwischen ihr und der Hauptendmoräne des Veluwe liegt keine tief eingesenkte Niederung, sondern eine flach nach Westen hin sich abdachende Sanderhochfläche. Auch die beiden Endmoränenzüge von Ober-Ijssel und Gelderland liegen keineswegs am Westrande langgestreckter nord-südlicher Depressionen, sondern in der Mitte der ausgedehnten Hochfläche zwischen Ijssel und Ems. Nach meiner Meinung sprechen die geschilderten Verhältnisse durchaus dafür, daß nicht die östlichsten Endmoränen zuerst und die westlichen zuletzt gebildet wurden, sondern daß es umgekehrt der Fall war, daß also jede nach Osten hin folgende Staffel der Endmoräne jünger ist als die im Westen liegenden, und daß die westlichsten demnach die ältesten und nicht, wie van Waterschoot und Molengraaff wollen, die zuletzt gebildeten sind. Es entspricht diese Auffassung vollkommen allen Vorstellungen, die wir norddeutschen Geologen in dem sehr viel besser erforschten System

der Endmoränen der letzten Eiszeit gewonnen haben. Genau so, wie wir in Brandenburg und Pommern in den südlichsten Endmoränen die ältesten Randablagerungen des Inlandeises erblicken und in jeder nach Norden folgenden Staffel die Anzeichen für eine Stillstandslage des sich zurückziehenden Inlandeises zu erkennen uns gewöhnt haben, genau so müssen wir meines Erachtens auch die alten Endmoränenzüge im Westen auffassen. Auch in ihnen haben wir die Zeugnisse für Stillstandslagen des Inlandeises während seines allmählichen Rückzuges aus den Gebieten seiner größten Verbreitung zu erblicken.

3. Mit einigen Schwierigkeiten hat die genaue Feststellung des Alters dieser Endmoränenzüge und ihre Zuweisung zu einer bestimmten Eiszeit zu rechnen. Diese Schwierigkeiten hängen mit zwei sehr ungleichartigen Umständen zusammen: einmal damit, daß zwischen dem Emsgebiet und den genauer erforschten Staffeln des Inlandeises weiter im Osten zwischen Weser und Elbe sich eine Lücke von etwa 200 km befindet, in der die Altersverhältnisse des Diluviums, die Einzelheiten des Rückzuges des Inlandeises, sowie die Zuteilung der Ablagerungen zu bestimmten Eiszeiten noch äußerst wenig erforscht sind. Der zweite Umstand aber ist der, daß im Gebiete des Niederrheins und des Königreichs der Niederlande noch in diluvialer Zeit und auch noch nach dem Verschwinden des Inlandeises Bodenbewegungen tektonischer Art in ausgedehntem Umfange sich geltend gemacht haben und zu einer Auflösung des gesamten Gebietes in eine Reihe von Horsten und Gräben geführt haben, deren Herausbildung lange vor dem Diluvium begann und während der Dauer desselben sich in der mannigfachsten Schaukelbewegung fortsetzte, über deren Einzelheiten wir durch die schönen Untersuchungen von van Waterschoot und Wunstorf unterrichtet sind. Dadurch werden Schwierigkeiten geschaffen, die in tektonisch ruhigen Landschaften, wie wir sie im Osten vor uns haben, nicht bestehen.

Für die Prüfung der Altersfrage der Endmoränenzüge am Niederrhein stehen uns zwei Wege zu Gebot: der eine besteht in der Prüfung des Verhaltens der Endmoräne zu den Terrassen-

systemen des Niederrheins. Aber dieser Weg führt so lange zu keiner sicheren Entscheidung, als über das Alter dieser Terrassen selbst noch keine Sicherheit gewonnen ist.

Der zweite Weg ist der stratigraphische; er hat auszugehen von den marinen und limnischen Interglazialbildungen und zu versuchen, mit deren Hilfe das Alter der Terrassen einerseits und damit das Alter der Endmoräne und ihre Zugehörigkeit zu einer bestimmten Eiszeit festzustellen. In dem bereits mehrfach zitierten zusammenfassenden Werke von Molengraaff und van Waterschoot über den heutigen Standpunkt unseres Wissens von der Geologie der Niederlande in dem Handbuche der Regionalen Geologie arbeitet der Verfasser in Anlehnung an das alpine Schema mit vier Eiszeiten, und in der niederländischen Diluvialliteratur kann man die Ablagerungen der Niederlande auf alle vier alpinen Eiszeiten von der Günz- bis zur Würmeiszeit bezogen finden. Selbst die letzte Eiszeit soll im nordöstlichen Holland, beispielsweise im Hondsruck, noch durch Grundmoränen vertreten sein, und die bis zu 100 m unter dem Meeresspiegel in den westlichen Niederlanden in Bohrungen angetroffenen Grundmoränen und fluvioglazialen Ablagerungen werden von den verschiedenen Autoren bald der einen, bald der anderen der 3 älteren Eiszeiten zugeschrieben. — Ich halte es zunächst für verfehlt, bei einem Gliederungsversuch des niederländischen Diluviums von dem alpinen Schema auszugehen, denn das vergletscherte Gebiet der Alpen ist von dem der Niederlande durch ein gletscherfreies Zwischengebiet von vielen Hundert Kilometern Breite getrennt, während es mit den vom Inlandeise geschaffenen Ablagerungen des norddeutschen Flachlandes in breiter ununterbrochener flächenhafter Verbindung steht. Darum muß man meines Erachtens die bis heute für ganz Norddeutschland gültige, durch zahllose Profile bewiesene und durch nicht einen einzigen Umstand bisher widerlegte Gliederung des Diluviums in drei Eiszeiten und zwei Interglazialzeiten auch bei einer Untersuchung des Alters des niederländischen Diluviums zugrunde legen. Wenn wir nun weiter berücksichtigen, daß nach allen unseren heutigen Erfahrungen

die letzte Inlandeisbedeckung die Elbe nur in ihrem Unterlaufe von Magdeburg an überschritten hat, weiter im Süden sich überall östlich der Elbe hält und das Flußtal der Weser nur noch mit ihren Schmelzwasserablagerungen erreicht, so ist es zunächst klar, daß für das soviel weiter im Westen gelegene Rheintalgebiet die letzte Eiszeit vollkommen ausscheidet. Da wir nun ferner in Norddeutschland kein Äquivalent der ältesten alpinen Eiszeit besitzen, so müssen wir entweder die alpine Günzeiszeit für Norddeutschland überhaupt als nicht vorhanden annehmen, oder wir müssen die Glazialbildungen unserer norddeutschen ältesten Eiszeit als ein Äquivalent der Günz- und Mindeleiszeit ansehen. Jedenfalls bleiben für das Alter der niederländisch-niederrheinischen Diluvialablagerungen auf diese Weise nur zwei Eiszeiten und eine Interglazialzeit übrig und wir kommen auf diesem Wege bereits zu einer erheblichen Vereinfachung der Sachlage.

Für die Entscheidung der Frage, ob unsere Endmoränen der vorletzten oder der drittletzten Eiszeit angehören, können wir sowohl ihre Beziehungen zu den verschiedenen Terrassen am Niederrhein als auch ihr Verhalten zu stratigraphisch sicheren Interglazialablagerungen heranziehen. Der erste Weg bietet außerordentliche Schwierigkeiten, weil bisher über das Alter der Terrassen am Niederrhein und über ihre Gleichstellung mit denen der alpinen Vergletscherung doch recht erhebliche Meinungsunterschiede bestehen. Bekanntlich haben wir am Niederrhein drei gut unterscheidbare Terrassen, von denen die tiefste als Niederterrasse, die mittlere als Mittelterrasse, die höchste als Hauptterrasse bezeichnet wird. Nach der einen Ansicht sollen diese drei Terrassen den drei letzten Eiszeiten der Alpen entsprechen, so daß also die Hauptterrasse der Mindeleiszeit, die Mittelterrasse der norddeutschen sogen. »Haupteiszeit« und der alpinen Rißeiszeit und die Niederterrasse der Würmeiszeit der Alpen und dem Jungdiluvium Norddeutschlands entsprechen würde. Nach anderer Ansicht dagegen soll die Niederterrasse des Niederrheins nicht der Niederterrasse des Oberrheins entsprechen, sondern die letztere soll ein zeitliches Äquivalent der Niederrheinischen Mittelterrasse sein; dann würde die

Niederrheinische Niederterrasse bereits zum Alluvium gehören, die Mittelterrasse unserer letzten Eiszeit entsprechen, die Hauptterrasse dagegen der alpinen Riß- und der Norddeutschen Haupteiszeit. Es ist leicht einzusehen, daß auf diesem Wege keine Entscheidung über das Alter der Endmoränen zu gewinnen ist, da man sich ja dauernd im Zirkelschluß bewegen müßte.

Viel günstiger liegt die zweite Möglichkeit, die Altersentscheidung auf Grund der in den Niederlanden und am Niederrhein auftretenden Interglazialbildungen zu treffen. In den niederländisch-niederrheinischen Staumoränen befinden sich unter den steil aufgerichteten Schichten nicht nur fluviatile Sande und Kiese, sondern auch Interglazialablagerungen, und es ist von der größten Bedeutung, daß in diesen interglazialen Bildungen sich ein Leitfossil von der Bedeutung der *Paludina diluviana* findet. Steger in Krefeld hat sie zuerst in der Endmoräne bei Örmten entdeckt. Ferner ist sie in zwei endmoränenartigen Stauinseln der Provinz Ober-Ijssel von den holländischen Geologen aufgefunden worden und P. G. Krause hat zuerst über ihr Auftreten berichtet. *Paludina diluviana*, deren Verbreitungsgebiet von der Weichsel bis zum Niederrhein und bis England reicht, hat sich mehr und mehr als ein ausgezeichnetes Leitfossil für das ältere Interglazial Norddeutschlands erwiesen, für jene Stufe also, die man in der alpinen Bezeichnungsweise als Mindel-Riß-Interglazial benennen würde. An den verschiedensten Stellen ist unter dem Horizont mit *Paludina* glaziales Diluvium, z. T. von erheblicher Mächtigkeit, gefunden worden, so zuletzt noch von mir in einer noch unveröffentlichten Bohrung bei Oranienburg mit einer Mächtigkeit der Grundmoräne von rd. 90 m. Die Endmoränen, in denen Ablagerungen dieses älteren Interglazials mitaufgerichtet sind, müssen also notwendig einer auf dieses Interglazial folgenden Eiszeit angehören, und da wir bereits gesehen haben, daß von den beiden hier allein noch in Betracht kommenden Eiszeiten die jüngste ausscheidet, so gewinnen wir damit für unsere Endmoräne am Niederrhein und in den Niederlanden die Gewißheit, daß es sich um Bildungen der vorletzten Eiszeit handelt. Ich möchte bei dieser Gelegenheit

bemerken, daß es nicht gut ist, diese Eiszeit als »Haupteiszeit« zu bezeichnen, denn die Annahme, daß während ihrer Dauer das Inlandeis die größte räumliche Ausdehnung besessen habe, wird von Jahr zu Jahr unwahrscheinlicher, und schon heute ist ein ältestes Glazial an den verschiedensten Stellen in Oberschlesien, in der südlichsten Lausitz und in den Niederlanden bis in das äußerste Verbreitungsgebiet glazialen Diluviums überhaupt nachgewiesen worden und zwar mit Moränenbildungen, deren Mächtigkeit die der vorletzten oder sogen. Haupteiszeit ganz erheblich übertrifft. So besitzen die tiefsten Grundmoränen in Oberschlesien, die mit größter Wahrscheinlichkeit der drittletzten Eiszeit zuzurechnen sind, Mächtigkeiten von rd. 100 m. In den mächtigen Tagebauen der Niederlausitzer Braunkohlenwerke beobachtet man die Grundmoräne der ältesten Eiszeit in Mächtigkeiten von 10, 20 und selbst 28 m, während die der vorletzten Eiszeit nur wenige Meter mächtig ist, und in den Niederlanden schließlich sind, wie wir noch sehen werden, älteste Grundmoränen in z. T. erheblicher Mächtigkeit bis über das Verbreitungsgebiet unserer westlichsten Endmoräne der vorletzten Eiszeit hinaus nachgewiesen worden. Es kann also leicht kommen, daß fortschreitende Erschließung des Untergrundes der Randgebiete des Diluviums durch Bohrungen uns die Erkenntnis vermittelt, daß die älteste Eisdecke eine ebenso große Ausdehnung besessen hat, wie die der vorletzten Eiszeit.

Neben Paludinen führenden Schichten sind auch Tone der Tegelenstufe in gleicher Weise, beispielsweise in der Endmoräne bei Nymwegen aufgerichtet worden. Über die stratigraphische Stellung der Tegelenstufe gehen die Ansichten noch etwas auseinander. Wunstorf will sie aus stratigraphischen Gründen für glazial halten, während Krause und Fliegel sie wegen ihrer auf warmes Klima hinweisenden Flora für interglazial und für gleichaltrig mit unserem Paludinenhorizonte ansprechen. Auch dies würde für eine Zugehörigkeit unserer Endmoränen zur vorletzten Eiszeit sprechen.

Neben dem durch die Tegelenstufe und die Paludinen führenden Schichten vertretenen Süßwasserinterglazial findet sich nun in

den Niederlanden noch ein mariner Interglazialhorizont. Es sind das die Bildungen der Eemstufe, die nach dem im Geldernschen Trockental fließenden kleinen Eemflüßchen zuerst ihren niederländischen Namen als »Emstelsel« bekommen haben. Die auf ein warmes Klima hinweisende Fauna dieser Schicht ist von den holländischen Geologen früher ganz allgemein für jünger als diejenige Eiszeit gehalten, die die Hauptmasse des niederländischen Diluviums erzeugte, also in das zweite Interglazial oder in die Postglazialzeit gestellt worden. (»Postglazial« wohl nur gemeint in bezug auf die letzte Inlandeisbedeckung des betreffenden Gebietes.) Erst durch die ausgezeichneten Untersuchungen der dänischen Geologen über die Eemzone, ihre Lagerungs- und Verbreitungsverhältnisse in Dänemark, Norddeutschland und Holland ist die stratigraphische Stellung dieser Bildungen sicher festgelegt und als vorletztes Interglazial erkannt worden. Die holländischen Faunen dieser Stufe, die an einer großen Anzahl von Punkten im Gebiet des Geldernschen Trockentals bei Amersfoort und jenseits der Zuider See nördlich von Amsterdam angetroffen sind, besitzen einen so ausgesprochen südlichen, lusitanischen Charakter und stimmen in so ausgezeichneter Weise mit den der stratigraphischen Stellung nach sicher gedeuteten Eemablagerungen Dänemarks überein, daß es ganz unmöglich ist, ihnen eine andere Stellung im System zuzuweisen, als die des älteren Interglazials. Sie sind also ein marines Äquivalent der Tegelenstufe und des Paludinenhorizontes. Nun aber sind die niederländischen Eembildungen an einer ganzen Anzahl von Stellen unterlagert von Grundmoränenbildungen und von fluvio-glazialen Ablagerungen, die demnach der ältesten der von uns angenommenen drei Eiszeiten zugehören müssen, und wir kommen danach für die Niederlande zu dem Schlusse, daß in ihnen die Ablagerungen von zwei Eiszeiten vertreten sind, die den beiden älteren Eiszeiten Norddeutschlands und der Mindel- und Rißeiszeit der Alpen entsprechen würden. — van Waterschoot gibt aus den niederländischen Tiefbohrungen eine Anzahl von Profilen, die die Unterlagerung der Eemstufe durch eine Grundmoräne erweisen. Man kann daraus er-

kennen, daß sie nach W. hin beide schnell in die Tiefe tauchen und an der holländischen Westküste bereits mehr als 100 m unter Amsterdamer Pegel erreicht haben.

Es ergibt sich nun selbstverständlich sofort die weitere Frage, wie mit der auf anderem Wege gewonnenen Sicherheit über das Alter unserer Endmoränen sich jetzt Feststellungen bezüglich des Alters der rheinischen Terrassen treffen lassen. Hierfür ist zunächst der Umstand von großer Bedeutung, daß die niederrheinische Hauptterrasse vollständig außerhalb des Gürtels der Endmoräne liegt, während die Mittel- und Niederterrasse auch innerhalb des Endmoränengürtels in großer Verbreitung auftreten. Da, wie ein Blick auf das Kartenbild zeigt, in den Niederlanden von Naarden bis Wageningen allenthalben an die äußerste Endmoräne sich fast unmittelbar das alluviale Tiefland anschließt, so fehlt in den nördlichen Niederlanden nördlich des Rheins die Hauptterrasse völlig, und in dem südlich des Rheins gelegenen Anteil der Niederlande ist sie auf einen schmalen Streifen beschränkt, der bei Venlo östlich der Maas liegt und ganz nahe an diesen Fluß herantritt. Die Oberfläche der Hauptterrasse in den Niederlanden beträgt demnach nur wenige Quadratkilometer und ihre Hauptverbreitung liegt im preußischen Anteil des niederrheinischen Gebietes, sowie im anstoßenden belgischen Gebiet. Von Nymwegen über Cleve bis Calcar und in der Bönninghardt sehen wir in unmittelbarer Verknüpfung mit der Staumoräne ebene Aufschüttungen, die durch ihre Höhenlage an die Hauptterrasse erinnern. Ich neige aber vielmehr dazu, diese Flächen als einen vor der Endmoräne lagernden Sander aufzufassen, und es scheint in der Tat, als wenn dieser Teil der Hauptterrasse einerseits durch die Fluten des Rheins und des Maasstromes, andererseits durch die Schmelzwasser des Inlandeises zur Zeit der größten Ausdehnung des vorletzten Inlandeises aufgeschüttet wäre. Andererseits aber enthalten die Staumoränen bis hinauf nach Ober-Ijssel und Utrecht so massenhafte fluviatile Absätze von Rhein- und Maasdiluvium, daß ein guter Teil der Hauptterrassenbildung vorhanden gewesen sein muß, als das Inlandeis dieses Gebiet erreichte und seine Ablagerungen zu den

Staumoränen aufpreßte. Es widerspricht das keinesfalls einer Zuweisung eines sehr großen Teils der Hauptterrasse zur vorletzten Eiszeit, denn diese zunächst rein fluviatilen Aufschüttungen hatten ja während der vorletzten Interglazialzeit und während der Ausbreitung der vorletzten Inlandeisdecke und bis zu dem Zeitpunkte, wo diese ihr äußerstes westliches Randgebiet erreichte, unendlich lange Zeiträume zur Verfügung, während deren teilweise glaziale Verhältnisse herrschten und unter der Mitwirkung der alpinen Schmelzwasserströme des Rheins Aufschüttungen in dem mächtigen Rhein- und Maasdelta im Niederrheingebiet erfolgen konnten. Ich bin also der Meinung, daß wir die Hauptterrasse als der vorletzten Eiszeit zugehörig zu betrachten haben; dann aber muß die Mittelterrasse als ein Altersäquivalent der letzten Eiszeit betrachtet werden. Nun aber ist diese Mittelterrasse mit jüngerem Löß bedeckt, der ja selbst auch ein Altersäquivalent der letzten Eiszeit darstellt. Daraus würde hervorgehen, daß die Mittelterrasse schon fertig gebildet sein mußte, als der Absatz des jüngeren Löß begann. Daß übrigens am Oberrhein ähnliche Verhältnisse geherrscht haben müssen, scheint mir daraus hervorzugehen, daß auch dort an immer mehr Stellen auf der dortigen Niederterrasse, die wir nunmehr unserer niederrheinischen Mittelterrasse gleichstellen müssen, sich Ablagerungen von jüngerem Löß finden. Das dürfte also die geringste Schwierigkeit sein, die sich dieser Deutung entgegenstellt.

Es erhebt sich nun weiter die Frage, wohin die Niederterrasse des Niederrheins zu stellen ist, und ich sehe dafür zwei Möglichkeiten. Die eine würde darin bestehen, daß diese Niederterrasse nicht mehr diluvial ist, sondern bereits in die Alluvialzeit fällt, wofür auch sprechen würde, daß sie vielfach noch heute der Überflutung durch die Hochwasser des Rheins ausgesetzt ist und in sehr großen Flächen mit echtem Hochflutschlamm des Rheines, also mit bald mehr tonigem, bald mehr lehmigem Schlick überkleidet ist.

Die zweite Möglichkeit würde darin bestehen, daß sie mit der Mittelterrasse zusammen die letzte Eiszeit vertritt und eine

spätere Phase derselben darstellt, in der durch außerhalb unseres Gebietes liegende Vorgänge, vielleicht durch die Abtrennung Englands vom europäischen Festlande, oder durch starke Senkungen des niederländischen Bodens eine plötzliche Erniedrigung der Erosionsbasis eintrat. Es ist im Grunde genommen von keiner großen Bedeutung, abgesehen von der mehr technischen Frage der Kartendarstellung, welche von beiden Möglichkeiten sich später als zutreffend erweisen wird.

Mit einigen Worten muß ich noch des Umstandes gedenken, daß auf der Hauptterrasse nicht nur der jüngere Löß, sondern auch der ältere Löß mit seiner tiefen Verwitterungszone sich findet, und daß außerdem unter dem jüngeren Löß sich eigentümliche Schichtenstörungen finden, die wohl bisweilen als auf glaziale Ursachen zurückführbar angesprochen sind, Erscheinungen, die dem eben gegebenen Versuch einer Gliederung des rheinischen Diluviums zu widersprechen scheinen.

Was zunächst jene Schichtenstörungen im Löß anbelangt, so habe ich sie sowohl in der Gegend von Krefeld wie bei Erkelenz unter Führung von Herrn Dr. Wunstorf in hervorragend schönen Aufschlüssen gesehen und dabei die sichere Überzeugung gewonnen, daß es sich keinesfalls um Glazialerscheinungen handelt, sondern ausschließlich um Gleitbewegungen innerhalb äußerst labil abgelagerter, noch unter Wasser befindlicher feiner Lößsedimente. Diese Einfügungen eines aquatischen Lösses zwischen älterem und jüngerem subaerischen Löß scheinen am Niederrheingebiete eine größere Verbreitung zu besitzen.

Die Reihenfolge der Vorgänge auf der Hochterrasse würde sich dann so gestalten, daß diese vor und während der vorletzten Eiszeit zur vollständigen und geschlossenen Ausbildung gelangte, und daß am Ende dieser Eiszeit die Ablagerung des älteren Lösses statt hatte, der in der dann folgenden langen Interglazialzeit seine tiefgründige Verwitterung und Verlehmung erhielt. Während der letzten Eiszeit wurde dann auf der Hauptterrasse der jüngere Löß aufgeschüttet, der mit seiner geringen Verwitterungsdecke Zeugnis ablegt für die sehr viel kürzere Zeit, während der er — gegenüber dem

älteren Löß — der Verwitterung unterworfen gewesen ist. Auf welchen Umstand und auf welche stauenden Ursachen die Entstehung der großen Flächen stehenden Wassers zurückzuführen ist, in denen der aquatische Löß zum Absatz gelangte, vermag ich noch nicht zu sagen.

Mit wenig Worten möchte ich mich noch zu dem fluviatilen Diluvium der südlichen Niederlande bis zur belgischen Grenze, also in Zeeland, Nord-Brabant und Nord-Limburg äußern. Dieses ganze große Gebiet stellt eine äußerst flach von Süden nach Norden geneigte schiefe Ebene dar, die sich aus 20—40 m Meereshöhe an der belgischen Grenze bis zum Meeresniveau bei Erreichung des niederländischen Alluviallandes des Rheingebietes senkt. Die Täler sind ganz flach, nur um wenige Meter in diese ungeheure Ebene eingesenkt, die ganz und gar aus völlig stein- und kiesfreien Sanden besteht. So rein sind diese Sande, daß man nur selten einmal in ihnen eine millimeterdicke Lage findet, in welcher Sandkörner von 1—2 Millimeter Durchmesser das gröbste Sediment darstellen. Es müssen also sehr langsam fließende Gewässer gewesen sein, die diese mächtigen, noch tief nach Belgien hinein sich erstreckenden Sandablagerungen erzeugt haben. Die Feinheit der Sande hat Anlaß zur Entstehung ausgedehnter Dünenbildungen gegeben, von denen ich — im wesentlichen nach Staring und ergänzt durch eigene Beobachtungen — einige der wichtigsten in der Karte dargestellt habe. Sodann sind durch einen von Süden nach Norden fließenden Grundwasserstrom, der hier und da mit der Oberfläche der schiefen Ebene zum Schnitt kommt, Torfmoore entstanden, die als Flachmoore begannen und allmählich zu Hochmooren emporwuchsen. Das größte dieser heute bereits wieder zum guten Teil durch Veenkultur verschwundenen Hochmoore ist das des Peel.

Zu diesen beiden Bildungen kommt als ein drittes fremdartiges Element in der Eintönigkeit des ungeheuren flachen Sandkegels das Auftreten von typischen Maaskiesen, wie sie der Hauptterrasse eigentümlich sind, in höchst eigenartiger Oberflächenverbreitung. Diese Kiesbildungen liegen genau mit der

Oberfläche des Sandgebietes in einer Ebene. Sie sind in mehr oder weniger breiten Streifen angeordnet, die einen streng parallelen Verlauf besitzen und von Nord-Nord-West nach Süd-Süd-Ost sich erstrecken. Es ist in vollkommen einwandfreier Weise durch zahlreiche Bohrungen nachgewiesen, daß diese Maaskiese tektonische Horste sind, und daß sie in engster Beziehung zu den Horsten des älteren Gebirges stehen bis hinunter zum Zechstein und Carbon, und es ist weiter festgestellt, daß einzelne Maaskiesgebiete Nordbrabants mit ganz bestimmten Horsten des niederrheinisch-niederländischen Systems in Beziehung stehen. Die Staring'sche Karte gibt einen guten Teil dieser Kieslager an, und es zeigt von der außerordentlichen Sorgfalt und dem Scharfblick dieses Mannes daß es ihm möglich war, den Parallelismus dieser Kiesstreifen in seiner Karte zu einer Zeit zum Ausdruck zu bringen, in der man von dem tektonischen Bau des niederländischen Untergrundes noch nicht die geringste Vorstellung hatte. Heute kartiert die Rijksopsporing van Delfstoffen die Oberflächenverbreitung der Maaskiese und gewinnt dadurch außerordentlich wertvolle Unterlagen für die Ansetzung ihrer Tiefbohrungen.

Nach Norden hin tauchen die Sandbildungen des großen Flußdeltas unter das marin-fluviatile Alluvium von Zeeland und Südholland unter, und es stellen sich in diesen Sanden, wie ich in einer Ziegeleigrube bei Roosendaal in der Nähe der Scheldemündung nördlich von Antwerpen feststellen konnte, Schmitzen von Torf, kleine Einlagerungen von Pflanzenhäcksel und Faulschlammbeimengungen ein. Diese mächtigen Ablagerungen reiner Sande unterscheiden sich, ganz abgesehen von der petrographischen Zusammensetzung, von den nordholländischen Sandflächen der großen Sandergebiete durch ein sehr viel geringeres Maß von Verwitterung, trotzdem sie in einem an atmosphärischen Niederschlägen recht reichen Gebiet liegen. Ganz allgemein beobachtet man eine Humifizierung der Oberfläche, aber nichts von Bleichsanden und Ortsteinbildungen, wie sie in den Sandergebieten des Veluwe, in Gelderland und Ober-Ijssel so allgemein auftreten. Dieser Umstand spricht allein schon für ein jüngeres Alter dieser

Bildungen und ich komme damit zu denselben Schlüssen, wie Tietze auf der anderen Seite des Rheins im Emsgebiet. In den von ihm beschriebenen ungeheuren Talsandflächen, die aber nicht mehr Gebiete vom Charakter der ostdeutschen Urstromtäler bedecken, sondern in riesenhaften, breiten, ununterbrochenen Flächen sich nach Norden um 30—40 m senken, erblicke ich ein vollkommenes Äquivalent zu den flandrisch-brabanter Sandablagerungen des linksrheinischen Gebietes. Ich bin geneigt, sie als ein ungeheures Flußdelta der Schelde, der Maas, des Rheins und der Ems aufzufassen, welche in der Hauptsache in der Zeit vom letzten Interglazial an, durch die letzte Eiszeit hindurch, bis in die Postglazialzeit zur Entwicklung gelangte. Tietze hat von dem großen rechtsrheinischen Sanddelta des Emsgebietes eine Kartendarstellung gegeben. Danach schließt sich dieses auf den geologischen Spezialkarten als älterer Talsand (das) wiedergegebene Gebiet unmittelbar östlich an die östlichsten holländischen Endmoränen an und senkt sich einerseits nach Norden im Emstale, anderseits nach Westen im Vechttale zu immer geringeren Meereshöhen, bis es unter das Alluvium untertaucht. Diese Sande entsprechen dem Flandrien der belgischen Geologen und sind wie dieses frei von Lößbedeckung. Allerdings liegt ihr Verbreitungsgebiet westlich wie östlich des Rheins bereits nördlich von der Grenze der Lößverbreitung.

Nun finden sich auch in der Rheinprovinz jugendliche Sande mit geringfügiger Verwitterung, ebenfalls ohne Lößbedeckung, die erst zur Ablagerung gelangt sind, als die heutigen Täler im wesentlichen geformt waren, und die, oftmals viele Meter mächtig, sich bis zu mehr als 100 m Meereshöhe verfolgen lassen. Ich möchte in diesen Sanden, auf die mich Herr Dr. Wunstorf ebenfalls aufmerksam machte, ein Äquivalent dieser links- und rechtsrheinischen, jungdiluvialen Sandaufschüttungen erblicken, bin aber vorläufig völlig außerstande, zu erklären, wie es möglich ist, daß sie bis zu den genannten Höhen von mehr als 100 m im Niederrheingebiet emporreichen. Für den ausgedehnten Stau bis zu

dieser Höhe, den Herr Wunstorf anzunehmen geneigt ist, fehlt mir bisher jede Möglichkeit einer ursächlichen Erklärung.

Ich bin weit davon entfernt, die von mir gegebene Gliederung des niederrheinisch-niederländischen Diluviums als endgültig zu betrachten; es wird noch mancher Tropfen Wasser den Rhein hinabfließen, ehe alle die zahlreichen Probleme jenes so mannigfaltig aufgebauten Gebietes ihre letzte Erklärung gefunden haben. Für die Frage der kartographischen Darstellung auf den geologischen Spezialkarten der Landesaufnahme aber war es schon jetzt nötig, feste Normen zu schaffen und dieser mir obliegenden amtlichen Aufgabe glaube ich durch die verhältnismäßig einfache hier gegebene Deutung der wichtigsten Ablagerungen und Oberflächenformen solange gerecht geworden zu sein, bis etwas Besseres und Vollkommeneres sie ersetzt.

Berlin, den 9. März 1915.

Nachschrift.

In dem »Jaarverslag der Rijksopsporing van delfstoffen« für 1913 ist S. 83 von Herrn Waterschoot van der Gracht eine Karte von Gooi und Veluwe veröffentlicht, die die Ursprungsbezeichnung »Naar opnamen van P. Huffnagel, te zamen met K. Keilhack« trägt.

Ich bemerke, daß diese Karte, abgesehen von der Südgrenze der Eembildungen und von geringfügigen Abweichungen in der Begrenzung der Staumoränen, eine Wiedergabe meiner Aufnahmen und Auffassungen ist, und daß es richtiger gewesen wäre, der Karte die folgende Ursprungsbezeichnung zu geben: Aufgenommen von K. Keilhack in Begleitung von P. Huffnagel und P. Tesch.

Berlin, den 16. Juni 1915.

Neue geologische Beobachtungen aus der Breslauer Gegend.

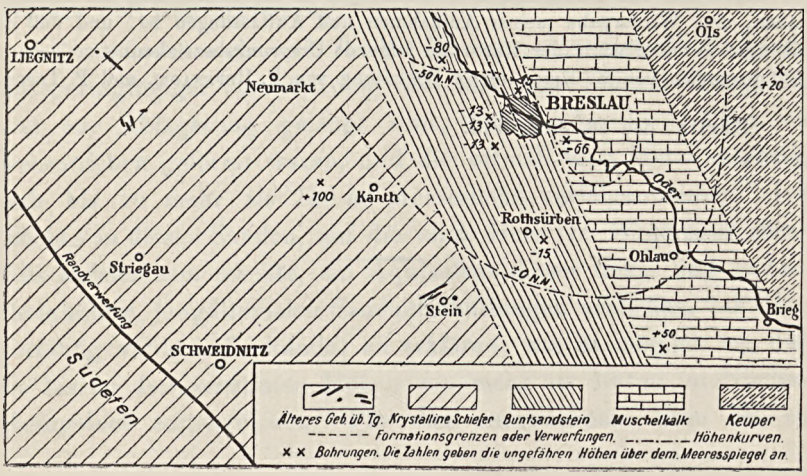
Von Herrn **O. Tietze** in Berlin.

Mit 2 Figuren und 1 Texttafel.

4. Der tiefere Untergrund Breslaus.

Die Ergebnisse dreier neuer Tiefbohrungen bei Breslau veranlaßten mich, auf einer kleinen Übersichtskarte (Fig. 1) darzustellen, wo und in welcher Tiefe bisher die älteren Formationen in der Umgebung der genannten Stadt erreicht worden sind. In dem Kärtchen sind aber nur die obersten mit einiger Sicherheit erkannten älteren Formationen eingetragen. Es ergab sich, daß sich

Figur 1.



die Buntsandsteinfundpunkte in einer von NW. nach SO. streichenden Zone aneinanderreihen, die im Osten von einer Zone begrenzt wird, in der Muschelkalk erbohrt wurde. Westlich von dem Buntsandstein sind durch Aufschlüsse über Tage und in einer Tiefbohrung nur krystalline Schiefer angetroffen worden oder paläozoische bezw. jüngere Eruptivgesteine. Ähnlich liegt östlich der Muschelkalkzone nur eine Tiefbohrung bei Groß-Zöllnig[1]) vor, in der Keuper in außerordentlicher Mächtigkeit ansteht; diese Keuperschichten liegen mit einer unbedeutenden Ausnahme und samt den sie unterteufenden Muschelkalkschichten in der ganzen Mächtigkeit der Bohrung horizontal. Da an der russischen Grenze Mittlerer Keuper und Rät zu Tage kommen und dem zunächst auch in Oberschlesien bei Tarnau und Großstein die gleiche Formation bekannt ist, so glaubte Herr Zimmermann, daß von Groß-Zöllnig aus gegen Osten und Südosten eine ungestörte Triastafel sich ausbreite. In der Zöllniger Bohrung reicht das Tertiär bis in 125,6 m Tiefe. Die darunter folgenden Gesteine wurden zermeißelt; doch scheint man sie nach Zimmermann mit einiger Wahrscheinlichkeit zum Mittleren Keuper rechnen zu können.

Die Muschelkalkzone ist durch zwei neuere Fundpunkte festgelegt. Bei dem südlicheren bei Kl. Öls (Bl. Wansen) niedergebrachten Bohrloch erreichte man den Muschelkalk bei etwa 100 m Tiefe unter Tertiär. Aus dieser Tiefe zeigte mir Herr Michael, dem ich die Mitteilung verdanke, einige große Trochitenglieder. Auch diese Bohrung war bis zu dieser Tiefe nur gemeißelt und mit Erreichung des Muschelkalks eingestellt worden; daher läßt sich nichts über die Lagerung der Schichten angeben. Die zweite Muschelkalkbohrung bei Schwentnig (Bl. Kattern) erreichte den Muschelkalk bei 200 m Tiefe. Die Schichten liegen horizontal; bedeckt werden sie von Tertiär.

Der südlichste Punkt der Buntsandsteinzone ist die alte Bohrung von Kreika[2]) (Bl. Rothsürben). Der Buntsandstein be-

[1]) Zimmermann, Über eine Tiefbohrung bei Groß-Zöllnig, östlich unweit Öls in Schlesien. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellschaft 1901, S. 22 ff.

[2]) Dieses Jahrbuch für 1910, XXXI, 1, S. 259.

ginnt in 149 m Tiefe, liegt völlig horizontal wie auch die in seinem Liegenden erbohrten Formationen bis auf den in 424 m erreichten Glimmerschiefer, der entsprechend seinem aus dem Gebirgsvorland bekannten Auftreten stark gefaltet ist. Die nächsten Buntsandsteinbohrungen liegen südwestlich, westlich und nördlich von Breslau[1]); in allen vier Bohrungen liegt die Oberkante des älteren Gebirges ungefähr gleich hoch, in — 13,3 m Meereshöhe. In der Bohrung bei Carlowitz, nördlich von Breslau, liegt der Buntsandstein wiederum horizontal. In derjenigen von Kl. Mochbern wurde nach einer freundlichen Mitteilung des Herrn Gürich bei 230 m Tiefe ein Einfallen von 20° beobachtet. Andere von mir aus dieser Bohrung untersuchten Kerne ergeben übrigens auch fast horizontale Lagerung. Die neue Bohrung beim Schlachthof von Breslau ergab folgendes Profil:

0—	1,50 m	Alluvialsand
1,50—	3,00 »	Mergeliger Diluvialsand
3,00—	19,00 »	Diluviale Grundmoräne
19,00—	30,40 »	Tertiärer Ton
30,40—	35,60 »	» Sand
35,60—	36,10 »	» Ton
36,10—	40,00 »	» Sand
40,00—	40,40 »	» Ton
40,40—	48,00 »	» Sand
48,00—	67,65 »	» Ton
67,65—	78,45 »	» Sand
78,45—	89,30 »	» Ton
89,30—	94,80 »	» Sand
94,80—	96,80 »	» Ton
96,80—	99,00 »	Sand mit Braunkohlen
99,00—	129,75 »	Ton, zuletzt mit Beimengungen von aufgearbeitetem Buntsandstein
129,75—	237,00 »	Grauer und roter Buntsandstein, wahrscheinlich Mittlerer.

In die Zone des Buntsandsteins fällt nach meiner Karte auch die Bohrung von Herrnprotsch (Bl. Deutsch-Lissa). Diese Bohrung war zuerst von Roemer[2]) bekannt gemacht worden. Die Oberkante von weißem Sandstein liegt unter tertiären Schichten

[1]) Dieses Jahrbuch für 1911, XXXII, I, S. 201.

[2]) Roemer, Über Tiefbohrungen und neue Erwerbungen des mineralogischen Instituts, Jahresber. d. Schles. Ges. für vaterl. Kultur 1891, S. 51.

in 191 m Tiefe. Herr MICHAEL hat die Proben dieser Bohrung gesehen[1]). Nach ihm gehört der genannte Sandstein und der in 235 m Tiefe ihn unterlagernde rotbraune Schieferton (Rote Letten) zum Keuper. Zu dieser Auffassung war er u. a. durch die Ergebnisse der ersten größeren weiter ins Flachland hinausgeschobenen Bohrung von Zöllnig veranlaßt worden, die Keuper in so großer Mächtigkeit ergeben hatte. Fossilien hatte die Herrnprotscher Bohrung nicht geliefert. Weiße Sandsteine wie rotbraune Schiefertone und Letten sind für Buntsandstein ebenso kennzeichnend. Die Bohrung von Krietern bei Breslau führte viel weißen, sehr kaolinhaltigen Ton, und auch die Carlowitzer Bohrung durchteufte in ungefähr 168 m Tiefe weißen Sandstein, den ich zum Hauptbuntsandstein gerechnet habe. Diese weiße Farbe wird durch Kaolin hervorgerufen, der sich in gewissen Etagen des Buntsandsteins bekanntlich so anreichert, daß er abgebaut wird. Nach ROEMER sind auch im Herrnprotscher Sandstein die Quarzkörner durch ein ziemlich reiches, weißes, toniges Bindemittel miteinander verbunden. Ich stehe daher nicht an, auch den in dieser Bohrung erreichten Sandstein gleichfalls zum Buntsandstein zu rechnen.

Westlich einer Linie von Neumarkt nach Kanth und weiter südwärts kennt man bis jetzt unter dem Tertiär nur noch krystalline Schiefer und gleichaltriges Gestein. Die nächsten Aufschlüsse sind die Schiefer von Stein und der Serpentin von Gr. Tinz (beide Vorkommen auf Bl. Koberwitz gelegen) und die krystallinen Schiefer, die bei Gr. Peterwitz unweit Kanth in 30—40 m Tiefe erbohrt wurden[2]). Weiter nordwestlich käme dann das Schiefer- und Gneisgebirge von Liegnitz in Betracht, dessen nordöstlichste Ausläufer die nordwestlich streichenden Quarzgänge von Tentschel und Koischwitz (Bl. Wahlstatt) sind.

Welcher Art sind die Grenzen, die zwischen den einzelnen Formationen in ungefähr nordwestlicher Richtung hindurchstreichen

---

[1]) Dieses Jahrbuch für 1907, XXVIII, S. 202.

[2]) ROEMER, Über ein Vorkommen im Glimmerschiefer bei Groß-Peterwitz bei Kanth unweit Breslau. Jahresber. der Schles. Ges. für vaterl. Kultur 1882, S. 152.

POLITECHNIKI GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

müssen? Man könnte daran denken, daß die Formationen, welche die von Herrn Zimmermann angenommene Triastafel zusammensetzen, am Rande gegen das ältere Gebirge hin mulden und der Reihe nach ausbeißen. Dagegen spricht die in allen Streifen außer im westlichen, in dem die krystallinen Schiefer zu Tage kommen, beobachtete horizontale Lagerung der Schichten. Vielmehr deutet dies Verhalten eher auf Verwerfungen hin, längs welcher die Schichten abgesunken sind, so daß in der Hauptsache ein staffelförmiger Abbruch nach NO. hin erfolgt sein müßte. Die Richtung dieser Verwerfungen streicht also ungefähr wie die große Randverwerfung längs des Nordosthanges der Sudeten. In dem Vorlande der letzteren sind auch Quarzgänge bekannt geworden, von denen der Tentscheler östlich Liegnitz die gleiche Richtung hat. Auch wies ich bereits darauf hin[1]), daß die um fast 100 m höhere Lage des Mittleren Buntsandsteins in Carlowitz gegenüber der Bohrung in Kl. Mochbern auf eine zwischen beiden Bohrungen in SO.—NW.-Richtung durchsetzende Verwerfung hinweist.

Berücksichtigt man die absolute Höhenlage der Punkte, an denen man in den einzelnen Bohrungen die triasischen und älteren Formationen erreichte, so lassen sich zwei Kurven zwischen ihnen ziehen, die eine im großen und ganzen in nordwestlicher Richtung fallende Mulde andeuten. Da vor dem Miocän eine tiefgehende Abtragung stattfand, so hätte diese somit in gleicher Richtung stattgefunden wie heute. Nach NW. hin ist demnach auch das Meeresbecken zu suchen, in das die Abtragungsprodukte der vormiocänen Zeit transportiert wurden. Diese Annahmen sind natürlich nur berechtigt, wenn keine bedeutenderen tektonischen Vorgänge seit Beginn der Miocänzeit in diesem Gebiet Dislokationen erzeugten, welche die ursprünglichen Lagerungsverhältnisse umkehrten. Auch ist zu bedenken, daß die bisher gewonnene Zahl von Anhaltspunkten nur gering ist. Das Bild des ehemaligen vormiocänen Untergrundes wird sich wahrscheinlich noch wesentlich komplizieren, wenn die Zahl von Bohrungen gestiegen sein wird.

[1]) Dieses Jahrbuch für 1911, XXXII, II, S. 207.

Schon der unregelmäßige Verlauf der — 50 m-Kurve, für deren Konstruktion ein verhältnismäßig engeres Netz von Bohrungen zur Verfügung steht, spricht dafür.

5. Über die wiederholte Vereisung Mittelschlesiens.

In dem »die Eiszeit oder das Quartär in Schlesien« behandelnden Abschnitt der Schlesischen Landeskunde[1]) hebt Frech die Übereinstimmung hervor, die zwischen meinem Bericht über die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Breslau[2]) besteht und seiner Darstellung der Geologie derselben Gegend. Meiner Ansicht nach ist diese Übereinstimmung doch nicht so vollkommen, wie der genannte Autor betont, und ich muß darauf hinweisen, daß ich in bezug auf die Annahme von einer »einheitlichen Vereisung« — soll wohl richtiger einmaligen Vereisung heißen — in Mittelschlesien schon längst von der seinigen abweichende Anschauungen vertreten habe. In meinem vom gleichen Autor angezogenen Bericht[3]) stelle ich es nämlich als nicht ausgeschlossen hin, daß die Breslauer Gegend bereits zweimal vereist war. Erhalten sind freilich in einigem Zusammenhang nur die Bildungen einer einzigen Eiszeit, die ich aus gewichtigen Gründen, die in jener Arbeit und einem Bericht über das Alter der diluvialen Vergletscherung in den Provinzen Posen und Schlesien[4]) auseinandergesetzt wurden, der vorletzten norddeutschen Vereisung zurechne. Aber in den sogenannten Unteren Sanden, die oft bei Breslau die Grundmoräne der vorletzten Vereisung durchragen, fanden sich Windschliffe nordischer Gesteine, die aus einer der vorletzten Eiszeit vorangegangenen Periode stammen, in der somit nordisches Material dem Angriff der Winderosion ausgesetzt war. Die große Wichtigkeit, welche die den Löß unterlagernde Windschliffsohle

[1]) Frech, Schlesische Landeskunde, Leipzig 1913, I, S. 108.
[2]) Dieses Jahrbuch für 1910, XXXI, I, S. 258 ff.
[3]) A. a. O. S. 296 ff.
[4]) A. a. O. XXXI, II, S. 45 ff.

für die Altersbestimmung der eiszeitlichen Schichten gerade in Schlesien bildet, veranlaßte mich, diese in den Unteren Sanden gefundenen Windschliffe als die Reste einer besonderen, der vorletzten Eiszeit voraufgegangenen Vereisung anzusprechen, zumal doch auch der ganze Schichtenverband der vorletzten Vereisung mancherorts auf eine lockere Sohle windgeschliffener Geschiebe zwischen Tertiär und Löß reduziert ist. Kommt es doch selbst vor, daß diese Formation infolge der gründlichen Zerstörung der letzten Interglazialzeit zwischen Löß und Tertiär vollkommen verschwunden sein kann.

Bei der Aufnahme des südlichen Breslauer Vorlandes hatten sich nachträglich ähnliche Anzeichen gefunden, die freilich für sich allein betrachtet, noch wenig überzeugen konnten. Ich rechne hierher die wiederholte Beobachtung, daß auch in der Basis der schlesischen Grundmoräne sich örtlich reichlich windgeschliffene nordische Geschiebe finden, daß bisweilen unter den Unteren Sanden Schotterpackungen liegen, die aus einheimischem und nordischem Material bestehen, das durch Eisenerz zu einem festen Konglomerat verbacken ist. In diesem (ferrettisierten) Konglomerat finden sich wiederum Windschliffe von nordischen und einheimischen Gesteinen.

Bei Gelegenheit der geologischen Aufnahme des Blattes Nimptsch fand sich endlich bei dem Dörfchen Siegroth neuerdings ein Aufschluß, der einen tieferen Einblick in das gegenseitige Verhältnis dieser älteren, die schlesischen Grundmoräne unterteufenden Schichten zu solchen der vorletzten Vereisung gestattet.

Das Siegrother Tälchen verläuft in nordsüdlicher Richtung und wurde während der letzten schlesischen Vereisung deshalb sicher mit einer nicht unbeträchtlichen Schicht von Grundmoränenmaterial ausgefüllt. Während der Abschmelzperiode derselben Vereisung begann aber die Einschneidung des Vorläufers der Kleinen Lohe, die heute das Tal entwässert. Ein beträchtlicher Teil der Grundmoräne wurde zunächst abgetragen, und es blieb von ihr streckenweise nichts mehr übrig als die großen Geschiebe, welche die Grundmoräne von N. her mitgebracht hatte. Die Grundmo-

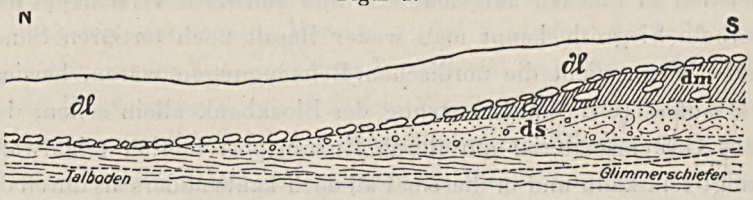
Zu Seite 505. Figur 3.



Der vorletzten Eiszeit zugehörige, vollkommen entkalkte Grundmoräne (dm) wird von gestauchten Geschiebesanden (ds) und diese wieder von einer Blockbank unterlagert, die einer früheren Vereisung entstammt.

räne war unterlagert von Geschiebesanden, die, wie wir später sehen werden, vom heranrückenden Eis gestaucht worden waren. Dort wo die Grundmoräne bis zu ihrer Sohle zerstört worden war, griff die Zerstörung auch diese unter ihr abgelagerten Geschiebesande an und vernichtete sie gleichfalls in ihrer ganzen Mächtigkeit, so daß die unzerstörbaren großen Geschiebe schließlich auf dem im Untergrund folgenden Glimmerschiefer liegen blieben. Ein schematisches Profil durch das Siegrother Tälchen stellt den heutigen Zustand der glazialen Schichten unterhalb Siegroth dar (Fig. 2). Nach oben hin sind sie bedeckt von der Windschliffsohle bezw. von Löß.

Figur 2.



Die Mächtigkeit der Lößschicht ist stark übertrieben.

Der schon erwähnte weiter südlich gelegene Aufschluß von Siegroth zeigt unter der Grundmoräne, die hier noch eine Mächtigkeit von 4 m besitzt und bis zu ihrer Basis völlig entkalkt ist[1]), die gestauchten Geschiebesande, von denen oben die Rede war. Sie sind fast eben so mächtig wie der Geschiebelehm und in große nach S. überkippte Lagen überschoben (Fig. 3). Unter ihnen folgt eine 2—3 m mächtige Bank von großen Blöcken, deren Zwischenräume von kleinem Geröll vollständig ausgefüllt sind. Die Blöcke bestehen aus reichlich Basalt, Quarz oder Quarzit und

[1]) Vergl. Erl. zur Geol. Karte von Preußen, Lief. 189.

Kieselsäure	72,01	Schwefelsäure	Sp.
Tonerde	12,88	Phosphorsäure	0,26
Eisenoxyd	5,04	Kohlensäure	Sp.
Kalkerde	0,51	Humus	Sp.
Magnesia	0,87	Stickstoff	0,02
Kali	2,23	H_2O bei 105°	0,53
Natron	0,69	Glühverlust	5,02
		Summa	100,06

tertiärem Sandstein, aber auch aus Geschieben nordischer Herkunft; doch treten letztere sehr zurück. Die nächsten Basaltausbrüche finden sich unterhalb Siegroth bei Kl. Johnsdorf, Schmitzdorf und Silbitz, kaum 3 km nördlich von dem Bruche. Die im Hangenden der gestauchten Geschiebesande anstehende Grundmoräne führt vorzugsweise Basaltblöcke von diesen Vorkommen. Die Quarzblöcke könnten von den weiter nördlich bei Prauß im selben Tale anstehenden Quarzgängen stammen. Der Sandstein findet sich in gleicher Ausbildung ebenfalls in der Nähe Schmitzdorfs bei der Silbitzer Mühle, wo selbst in einem Aufschluß beobachtet werden kann, wie die Grundmoräne den unter ihr anstehenden tertiären Sandstein in Blöcken aufgenommen und südwärts verschleppt hat. Oberhalb Siegroth kennt man weder Basalt noch tertiären Sandstein. Wenn nicht die nordischen Beimengungen wären, bewiese diese auffällige Zusammensetzung der Blockbank allein schon, daß dieses Gesteinsmaterial nur durch Eistransport hierher talaufwärts gelangt sein kann und in diesem Fall doch kaum anders als durch die Vermittelung einer Grundmoräne. Die Blockbank läßt sich im Bruch auf eine lange Strecke verfolgen. Wie der Obere Geschiebemergel sich heute infolge der Denudation nordwärts in eine dünne Blockschicht auflöst, so scheint auch die ältere Blockbank der Rest einer wahrscheinlich einst viel mächtigeren Grundmoräne zu sein, die noch vor der Stauchung der sie bedeckenden Geschiebesande während einer ähnlichen Denudationsperiode in ihren heutigen Zustand geraten sein muß.

Die Blockbank endlich wird wieder von rein weißen oder eisen- und manganschüssigen Sanden und Kiesen in großer Mächtigkeit unterlagert. Da weiter am Hang hinauf Glimmerschiefer angetroffen werden, so bilden diese jedenfalls auch den Untergrund der untersten Sande. In diesen Sanden findet sich kein nordisches Gestein mehr. Im allgemeinen sind sie auch gleichkörnig, also keine eigentlichen Geschiebesande. Es ist somit nicht ausgeschlossen, daß bei ihrer Ablagerung glaziale Einflüsse noch nicht mitgewirkt haben.

Somit komme ich zu dem Schluß, daß diese Grube Schichten

des Pliocäns oder Präglazials, einer ältesten und der vorletzten Vereisung und des Lösses als Faciesbildung der letzten nordischen Vereisung aufweist. Noch fehlt freilich als sicherster Beweis für die Altersstellung der Blockbank ihre Überlagerung durch interglaziale Reste. Aber die Verhältnisse, unter denen die Ablagerung des ganzen Schichtenverbandes in dem Tälchen erfolgte, waren offensichtlich der Erhaltung von Torfen oder ähnlichen Fossilien führenden Schichten wenig geeignet.

Das Auftreten von Windschliffen nordischer Gesteine in glazialen Schichten ist oft von großer Wichtigkeit. Es unterliegt z. B. keinem Zweifel, daß die Windschliffsohle bei dem von GÜRICH[1]) beschriebenen Ingramsdorfer Schneckenmergel die Faciesbildung der jüngsten nordischen Vereisung für Schlesien darstellt, das Lager also in der Tat ein echtes Interglazial ist. Der grobe Kies, der die Bearbeitung durch den vom Wind geblasenen Sand erlitt, war noch in interglazialer Zeit von strömendem Wasser über dem die interglazialen Reste einschließenden Lager abgesetzt worden. Die letzte Vereisung des norddeutschen Flachlandes entzog Schlesien die dem ozeanischen Klima der letzten Interglazialzeit entsprechenden Niederschläge, machte es damit zu einer Wüste, wobei auch die Wasserstände der Gewässer sanken, also auch jener Kies der Bearbeitung durch den Wüstenwind ausgesetzt wurde. Mit dem Beginn der Steppenzeit setzten Regen wieder ein, das Grundwasser stieg und über dem Kies mit Windschliffen lagerte sich in alluvialer Zeit Kies und Lehm ab.

[1]) Dieses Jahrbuch für 1915, XXVI.

Berlin, den 23. März 1915.

Einige strukturbietende Pflanzenreste aus deutschem Culm und Devon.

Von Herrn **Oskar Hörich** in Berlin.

Hierzu Tafel 28.

1. Culm.

Im Culm von Niederschlesien und Thüringen fand Herr Landesgeologe ZIMMERMANN I eine Anzahl Knollen mit strukturbietenden Pflanzenresten, die er uns zu näherer Untersuchung freundlichst überließ. Da sich hierbei einige wichtigere Resultate ergaben, soll im folgenden kurz darüber berichtet werden, zumal da versteinerte Reste aus dem Culm immer ein gewisses Interesse bieten.

Pflanzenreste aus Niederschlesien.

Einige unregelmäßig gestaltete größere dolomitische Knollen lassen mit bloßem Auge nur erkennen, daß Pflanzenreste darin enthalten sind. Bestimmbar sind auf diese Weise nur herausgewitterte Marksteinkerne von *Asterocalamites*, von deren anatomischem Bau aber, wie ein Querschliff zeigt, nichts erhalten ist. Ein von der einen Knolle hergestellter (in zwei Stücke auseinandergerissener) Schliff zeigt aber, daß sie eine größere Menge versteinerter pflanzlicher Reste birgt, die allerdings zum Teil mehr oder weniger zerstört sind, so daß man höchstens ihre Stengel-, Blatt- usw. -natur feststellen kann, während nur sehr wenige eine Erhaltung aufweisen, die eine nähere Be-

stimmung zuläßt. Es ist in Aussicht genommen, von dieser Knolle noch weitere Schliffe anfertigen zu lassen, um unsere auf Grund dieses einen Schliffes gewonnenen Ergebnisse zu vervollständigen [1]).

Diplolabis Roemeri (Solms) P. Bertrand.

(Taf. 28, Fig. 1.)

Auf der einen Hälfte des Schliffes findet sich ein Leitbündelquerschliff einer Farnwedelhauptspindel (Fig. 1), der die typische Form und den anatomischen Bau einer *Diplolabis Roemeri* Solms sp. zeigt. Das Leitbündel hat ungefähr ×-förmige Gestalt. Ein kurzes, breites, horizontales Mittelstück trägt an seinen beiden Enden je zwei Arme. An dem einen Ende sitzen die beiden Arme dem Mittelstück unter etwa 45° an. An ihrem äußersten Ende sind sie etwas verbreitert und abgerundet und laufen gegen die horizontale Mittellinie in einen hakenförmigen Fortsatz aus. Während das Mittelstück und die Arme aus großlumigen, dickwandigen Hoftüpfelelementen zusammengesetzt sind, findet sich in dem Winkel zwischen den Armen und ihren hakenförmigen Fortsätzen (Fig. 1 bei ×, rechts) je eine kleine Gruppe dickwandiger Zellen mit engerem Lumen, die das Protoxylem darstellt. Da der Schliff annähernd senkrecht zur Längsachse der Spindel verläuft, ist über die Ornamentierung dieser Zellwände mit Sicherheit nichts festzustellen; sie dürften wohl mit spiraligen oder leiterförmigen Verdickungen ausgestattet sein. An dem anderen Ende des Mittelstückes sitzen die Arme unter einem Winkel von fast 90° an. Ihre äußersten Enden sind ebenfalls etwas verbreitert und abgerundet und besitzen hier, nach der horizontalen Mittellinie zu gelegen, auch je eine kleine Protoxylemgruppe (Fig. 1 bei ×, links). Die hakenförmigen Fortsätze fehlen hier aber. Sie haben sich vielmehr zu einem ziemlich breiten Bande (Fig. 1 neben b) umgestaltet, das die

[1]) Leider hat sich in vier neuen inzwischen fertig gewordenen und durchmusterten Dünnschliffen nichts der Erwähnung Wertes mehr gefunden, obwohl auch diese Schliffe eine Menge strukturzeigendes Material aufweisen.

Enden der beiden Arme überbrückt und voraussichtlich mindestens zum größten Teil auch aus Hoftüpfelelementen besteht. Dicht neben den Protoxylemgruppen, wo dieses Band an die beiden Arme angrenzt, findet sich ein schmaler Streifen zerstörten, wohl parenchymatischen Gewebes, das das Band von den Armen trennt. Die hakenförmigen Fortsätze und das zwei Arme überbrückende Band stellen, wie das von anderen Forschern nachgewiesen ist, verschiedene Zustände der von der Hauptspindel ausgehenden sekundären Blattspuren dar. Die hakenförmigen Fortsätze verlängern sich zunächst, bis sie zu einem Bande miteinander verschmelzen, und dann löst sich das Band von den Armen los. Im weiteren Verlauf, der an dem vorliegenden Stücke mangels sukzessiver Schliffe nicht zu verfolgen ist, teilt sich das Band in der horizontalen Mittellinie in zwei Teile, die als C-förmige Gebilde in die Fiedern höherer Ordnung übergehen. Ein derartiger Querschliff findet sich isoliert auf der zweiten Hälfte des Dünnschliffes. Er ist aber derartig zerstört, daß nur die äußere Form des C-förmigen Leitbündels mit dem zugehörigen Rindengewebe zu erkennen ist. Die anderen Gewebe dieses Spindelquerschliffes sind nicht mehr festzustellen. Hier und da sind an der Peripherie des Hauptleitbündels wenige ziemlich zerstörte Reste eines kleinzelligen, anscheinend dünnwandigen Gewebes erhalten, das dem Phloëm angehört haben kann. Die Rindengewebe sind vollständig verschwunden.

Das vorliegende Blattstielleitbündel ist zweifellos als *Diplolabis Roemeri* Solms sp. zu bestimmen und zeigt ziemlich genau dieselben Verhältnisse wie das von Gordon (On the structure and affinities of *Diplolabis Roemeri* [Solms], Trans. Roy. Soc. Edinburgh, Vol. XLVII, Tafel IV, Fig. 42, 1911) abgebildete Exemplar. Hinsichtlich des Horizontes trifft diese Bestimmung ebenfalls zu. Die vorliegenden Knollen wurden im tiefsten Culm bei dem eingegangenen Steinkohlenbergwerk Johannes am linken Boberufer nördlich von der Rudelstadt-Merzdorfer Aktien-Ziegelei (Niederschlesien) gefunden,

während die bisher bekannt gewordenen, zuerst von SOLMS-LAUBACH beschriebenen Stücke von *Diplolabis Roemeri* aus Schichten von dem nicht allzuweit entfernt gelegenen Glätzisch-Falkenberg (Schlesien) stammen, die ebenfalls als culmischen Alters angesehen werden, sowie aus dem Culm von Autun und dem unserem Culm entsprechenden Calciferous Sandstone von Pettycur (Fife).

Ein zweiter Querschliff eines kleineren Exemplares dieses Fossiles findet sich auf der anderen Hälfte des Dünnschliffes. Es ist auch hier nur das Leitbündel erhalten, und zwar in so mäßiger Weise, daß ergänzende Beobachtungen zu den oben mitgeteilten nicht möglich sind.

Außer dem *Diplolabis*-Querschliff finden sich auf der ersten Dünnschliffhälfte neben unzusammenhängenden Gewebefetzen einige sehr kleine Samen und mehrere Farnsporangien, die aber alle wegen ihrer sehr mangelhaften Erhaltung nicht näher zu bestimmen sind.

Sorus von Diplolabis Roemeri.

Taf. 28, Fig. 2, 2a.

Außer der gleich zu besprechenden *Stauropteris* findet sich auf der anderen Dünnschliffhälfte der Querschliff eines Farnsorus (Fig. 2 und 2a). Dieser besteht aus vier verkehrt-eiförmigen Sporangien, die um einen Mittelpunkt angeordnet sind. Sie bilden keinen vollständigen Stern, sondern an der einen Seite ist eine Lücke, in der offenbar mindestens noch ein fünftes Sporangium vorhanden gewesen ist. Es kann dieses Sporangium vor oder während des Versteinerungsprozesses zerstört worden sein, es ist aber auch möglich, daß der Schliff durch den Sorus nicht genau horizontal geführt ist, sondern etwas schräg, so daß er das fünfte Sporangium nicht mehr getroffen hat. Ein geringer Geweberest in der Lücke scheint diesem fünften Sporangium anzugehören. Für eine schräge Schlifführung spricht der Umstand, daß das der Lücke gegenüberliegende Sporangium mehr

langgestreckt ist, während die anderen kürzer und gedrungener erscheinen. Die Sporangien saßen mit ihrem spitzeren Ende offenbar einem Receptaculum an, von dem aber nur sehr dürftige, unklare Reste eines kleinzelligen, dickerwandigen Gewebes erhalten sind. Mit diesem Geweberest steht das eine Sporangium in organischer Verbindung, und auch der dem fünften Sporangium vielleicht angehörende Gewebefetzen findet sich in Zusammenhang mit den Resten des Receptaculums. Die Sporangien sind nicht miteinander verwachsen, sondern frei, durch Zwischenräume voneinander getrennt. Die äußere Begrenzung der einzelnen Sporangien ist eine einzellige Gewebeschicht. An dem spitzeren, dem Receptaculum zugekehrten Ende sind die Zellen dieser Schicht nicht gut erhalten; sie sind offenbar flach und scheinen mäßig dicke Wandungen zu besitzen. Nach der entgegengesetzten Seite des Sporangiums hin werden die Zellen allmählich größer und höher und weisen ausgesprochen dicke Wandungen auf. Die ganze äußere Begrenzung bietet so das Bild eines Sporangiumringes, wie es sich z. B. ähnlich bei den rezenten Polypodiaceen findet. Da ein Längsschliff von dem vorliegenden Fossil nicht vorhanden ist, läßt sich ein Ring mit Sicherheit nicht nachweisen. Wie im folgenden näher dargelegt wird, ist vielmehr anzunehmen, daß die Sporangien ringlos waren. Das Innere der Sporangien ist erfüllt mit zahlreichen rundlichen Sporen, von denen nichts weiter als ihr Umriß zu erkennen ist.

Der vorliegende Querschliff zeigt eine außerordentliche Ähnlichkeit mit den von Renault (Bassin houiller et permien d'Autun et d'Epinac. Flore fossile, Textfig. 9 und 15, 1896) abgebildeten Sorusquerschliffen. Diese stellen vier um einen Mittelpunkt angeordnete eiförmige bis rundliche Sporangien dar. Nach den Textangaben schwankt ihre Anzahl zwischen drei und sechs. Die einzellschichtige Sporangiumwandung hat ein ringartiges Aussehen, der Längsschliff zeigt aber, daß die der Blattlamina senkrecht aufsitzenden eiförmigen Sporangien keinen Ring besitzen. Die ganze Sporangienwand ist vielmehr

in der Art gebaut, daß der innere, dem Receptaculum zugekehrte Teil der Wandung aus kleinen, mehr flachen Zellen gebildet ist, die allmählich in die größeren und höheren Zellen übergehen, die den gegenüberliegenden Außenteil der Wandung zusammensetzen. Ein gleicher Bau der Sporangienwand läßt sich bei dem vorliegenden Fossil annehmen. Der RENAULT'sche Längsschliff (a. a. O., Textfig. 10) zeigt, daß die Sporangien einem Receptaculum ansaßen. In seinen Querschliffen ist davon nichts zu bemerken, offenbar weil, wie RENAULT selbst angibt, der Querschliff oberhalb des etwas kürzeren Receptaculums geführt ist. Der vorliegende Querschliff läßt aber in der Mitte des Sorus wenige Gewebereste erkennen, die von einem Receptaculum herrühren.

Für die Identifizierung des vorliegenden Sorus mit den von RENAULT gegebenen Abbildungen kommt nun noch ein wesentlicher Umstand hinzu. RENAULT hat seine Sori auf Grund mehrfach beobachteter Vergesellschaftung zu den *Diplolabis* genannten Farnspindeln gezogen, und zwar unterscheidet er zwei Arten, die sich hauptsächlich in den Größenverhältnissen unterscheiden und die er mit *Diplolabis forensis* bezw. *D. esnostensis* vereinigt. Letztere Art ist nach den neueren Forschungen ident mit *D. Roemeri*, und mit zwei Querschliffen dieser Art findet sich der vorliegende Sorus auf unserem Dünnschliff vergesellschaftet. Solange also nicht ein Längsschliff uns eines anderen belehrt, ist der vorliegende Sorus als ident anzusehen mit dem von RENAULT zu *Diplolabis Roemeri* gezogenen Sorus. Durch diesen Fund wird die Wahrscheinlichkeit der von RENAULT angenommenen Zusammengehörigkeit dieses Sorus mit *Diplolabis Roemeri* wesentlich erhöht.

Neben dem Farnsorus liegt der Querschliff eines Farnfiederchens (Fig. 2 bei »→), an dem aber nicht viel mehr als die allgemeine Form zu erkennen ist. Der Hauptaderquerschliff zeigt ein mäßig erhaltenes parenchymatisches Gewebe, in dessen Mitte eine kleine Gruppe enger, dickwandiger Zellen liegt, die das Leitbündel darstellen. Zu beiden Seiten der Hauptader

gehen die Querschliffe der ziemlich dicken Fiederchenspreiten ab, die sich an ihrem äußeren Rande gegen ihre Unterseite ein wenig einrollen. Das Gewebe der Blattflächen ist bis auf die recht derbe Epidermis fast ganz zerstört.

Auch auf dieser Dünnschliffhälfte findet sich ein nicht näher zu bestimmendes Farnsporangium.

Stauropteris sp.

Taf. 28, Fig. 4.

Die andere Hälfte des Dünnschliffes enthält auch den Querschliff einer anderen Farnspindel (Fig. 4) mit einem etwa H-förmigen Leitbündel. Das im Verhältnis zu seiner Länge recht breite horizontale Mittelstück läßt eine schwache Wölbung erkennen. Es besteht in der Mitte aus wenigen sehr großlumigen, dickwandigen Elementen, an die sich beiderseits kleinerlumige, ebenfalls dickwandige Elemente anschließen. Bei der durchaus horizontalen Führung des Querschliffes ist die Ornamentierung der Zellwandungen nicht klar zu erkennen, es scheint aber, daß Hoftüpfel vorhanden sind. An jedem Ende des horizontalen Mittelstückes finden sich zwei Gruppen engerer, etwas weniger dickwandiger Zellen, eine nach vorn, die andere nach hinten gelegen. Sie sind anscheinend aus Spiralelementen, vielleicht auch zum Teil aus Leiterelementen zusammengesetzt; die äußersten Elemente (Fig. 4 bei ×) stellen offenbar das Protoxylem dar. Die das Leitbündel umgebende Gewebezone ist fast vollkommen zerstört. Es ist wohl anzunehmen, daß hier das Phloëm gelegen hat, das bei der geringeren Widerstandsfähigkeit seiner Elemente zuerst der Vernichtung anheimgefallen ist. Nur an der einen Stelle (Fig. 4 bei —, oberhalb des horizontalen Mittelstückes) treten drei recht großlumige Zellen hervor, die sicherlich ihrer ganzen Anordnung nach nicht mehr zu dem Hydromteil des Leitbündels gehören und auch wesentlich schwächere Wandungen als die Hydromelemente aufweisen. Zellen dieser Art, ebenfalls zu dreien angeordnet, hat P. Bertrand (Etudes sur la fronde des Zygoptéridées, p. 58, Taf. V, Fig. 31, Lille,

1909) bei Spindeln höherer Ordnung von *Stauropteris oldhamia* als Siebröhren festgestellt; es dürfte also diese Erklärung auch für das vorliegende Fossil zutreffen, das, wie weiter unten dargelegt, zu derselben Gattung gehört. Außerhalb dieser Gewebezone folgen einige Lagen englumiger, dünnwandiger, mehr oder weniger transversal gestreckter Zellen. Ob diese, wenigstens zum Teil vielleicht, noch dem Phloëm angehören oder schon dem Rindengewebe zuzurechnen sind, ist mangels eines Längsschliffes nicht nachzuweisen. Eine endodermisähnliche Bildung läßt sich nicht beobachten. Diese Zellagen gehen allmählich in die sehr breit entwickelte Rinde über, die aus polygonalen, großlumigen, dickwandigen Zellen zusammengesetzt ist. Die äußersten Teile dieser Rinde sind zerstört, so daß auch von einer Epidermis nichts erhalten ist.

Daß es sich bei diesem Fossil um eine Farnspindel handelt, ist nach dem anatomischen Bau zweifellos. Die genauere Bestimmung ist aber auf Grund dieses einzelnen, nicht vollkommen erhaltenen Querschliffes mit Sicherheit nicht möglich, doch kann man nach der Organisation des Leitbündels die Zugehörigkeit zu den Zygopterideen unschwer erkennen. Die meiste Ähnlichkeit zeigt der Querschliff mit einer Abbildung von P. Bertrand (a. a. O., Taf. VI, Fig. 34), die eine Spindel höherer Ordnung von *Stauropteris oldhamia* Binney darstellt. Wie bei dem vorliegenden Fossil erscheint in dieser Abbildung das aus großlumigen Zellen zusammengesetzte horizontale Mittelstück des Leitbündels, das auf der linken Seite zwei Gruppen engerer Zellen trägt. Die rechte Seite des Leitbündels hat ein verändertes Aussehen, indem hier die Abgabe der Leitbündel nächsthöherer Ordnung sich vorbereitet. Ober- und unterhalb des Mittelstückes finden sich auch je etwa drei großlumige, als Siebröhren zu erklärende Zellen. Das Rindengewebe bietet ein ganz ähnliches Aussehen wie bei dem vorliegenden Fossil.

Könnte man so nach dem anatomischen Befunde das Fossil unbedenklich als eine Spindel höherer Ordnung von *Stauropteris oldhamia* bestimmen, so gibt der Horizont, in dem das Stück

gefunden ist, zu Bedenken Anlaß. Wie vorn angegeben, stammen die das Fossil enthaltenden Knollen aus dem Culm, *Stauropteris oldhamia* ist aber bisher nur aus dem Produktiven Carbon (Dolomitknollen von Oldham und Shore-Littleborough in England und Dolomitknollen aus dem Ruhrrevier) bekannt. Es gibt aber noch eine *Stauropteris* aus dem Culm von Burntisland (Schottland), die P. Bertrand (a. a. O.) unter dem Namen *St. burntislandica* als neue Art beschrieben hat. Spindeln höherer Ordnung sind von dieser aber noch nicht bekannt, und, da es sich bei dem vorliegenden Stück offenbar um eine Spindel höherer Ordnung handelt, ist eine Identifizierung nicht möglich. Vorläufig ist daher das Stück nur als *Stauropteris* sp. zu bestimmen.

Protopitys Buchiana Göpp.

Taf. 28, Fig. 3.

Von dem vorigen Fundort nicht zu weit entfernt wurde ein verkieselter Holzrest (Fig. 3) gefunden.

Der (nicht mit abgebildete) Querschliff zeigt ein sekundäres Holzgewebe, das aus rechteckigen bis polygonalen, radial angeordneten Zellen zusammengesetzt ist und von zahlreichen, meist einreihigen Markstrahlen durchsetzt wird. Radial- und Tangentialschliff ergeben, daß die Elemente des Sekundärholzes Tracheiden sind, deren Wandungen durch den Versteinerungsprozeß stark angegriffen und unregelmäßig wellenförmig verbogen sind. Ihre Radialwände sind bedeckt mit breitgezogen ovalen Hoftüpfeln, deren Tüpfelkanäle spaltenförmig sind. Die oben und unten dicht aneinander grenzenden Tüpfel sind meist so breit gezogen, daß die Zellwand von einer Reihe senkrecht angeordneter Tüpfel mehr oder minder vollständig bedeckt ist. Nur ausnahmsweise treten zwei solcher senkrechten Tüpfelreihen auf einer Zellwand auf. Die Markstrahlen sind in der Mehrzahl 1—6 Zellen hoch und in der Regel nur einzellschichtig. Breitere Markstrahlen, die in ihrem mittleren Teile zwei- bis dreizellschichtig sind, sowie solche, die 8—10 Zellen hoch sind, kommen aber nicht gerade selten vor. Ihre

Zellen sind rechtwinklig und radial gestreckt. Die an die Tracheiden angrenzenden Radialwandungen der Markstrahlzellen sind mit kleineren, rundlichen bis ovalen, meist unregelmäßig angeordneten behöften Tüpfeln besetzt.

Von dem Zentrum des Stammes sowie den Geweben außerhalb des Sekundärholzes ist nichts erhalten.

Aus den anatomischen Merkmalen geht unzweifelhaft hervor, daß der vorliegende Holzrest *Protopitys Buchiana* Goepp. ist. Damit stimmt auch sein geologisches Alter zusammen. Der vorliegende Rest wurde in einem Geröllstück im Konglomerat bei Ruhbank (Niederschlesien) etwa in der Mitte des in jener Gegend ungemein mächtigen Culms gefunden, muß danach also mindestens culmischen Alters sein. Die bisher bekannten, von Solms-Laubach ausführlicher untersuchten Stücke stammen aus den bereits vorn erwähnten culmischen Schichten von dem nicht allzuweit entfernt gelegenen Glätzisch-Falkenberg (Schlesien).

Pflanzenreste aus Thüringen.

Es liegen zwei kleinere Phosphoritkonkretionen vor, die äußerlich unregelmäßig gestaltet, kaum etwas von ihren Einschlüssen erkennen lassen. Die von ihnen hergestellten Dünnschliffe aber förderten in jedem der Knollen einen Pflanzenstengel zutage, über deren anatomischen Bau einiger Aufschluß zu erlangen war.

Rhachiopteris Zimmermanni n. sp.

Taf. 28, Fig. 6—6b.

Die eine Konkretion besteht aus einer homogenen Masse vollkommen zerstörter organischer Reste, aus der sich nur zahlreiche, mehr oder minder gut erhaltene Radiolarien herausheben. In diese Masse ist eine Farnspindel (Fig. 6) eingebettet, die leider auch nicht so vollkommen erhalten ist, daß man alle Einzelheiten genügend erkennen könnte.

Im Zentrum findet sich ein bogenförmiges Leitbündel, das aus unregelmäßig angeordneten, polygonalen, engeren, dick-

wandigen Elementen besteht. Die Zellwandungen sind mit netzartig-hoftüpfeligen Verdickungen (Fig. 6 b) versehen; einige wenige Zellen lassen Ring- oder Spiralverdickungen erkennen. Das Vorhandensein von Erstlingselementen ist weder auf den Quer- noch den Längsschliffen wegen der mangelhaften Erhaltung festzustellen. Um das Leitbündel legt sich eine schmale Zone vollkommen zerstörten Gewebes, an die sich auf der konkaven Seite des Bündels eine breite Lücke anschließt. Es ist anzunehmen, daß diese zerstörte Gewebezone und die Lücke dem zarteren Phloëmgewebe entsprechen und daß dieses demnach auf der konkaven Seite des Leitbündels etwas reichlicher entwickelt war. Das weiter nach außen folgende Rindengewebe, das sich an der konvexen Seite des Leitbündels durch Vermittlung der schmalen, zerstörten Gewebezone direkt an das Leitbündel anschließt, besteht aus einem ziemlich großzelligen, dickwandigen Parenchym, das gegen die Peripherie hin allmählich etwas engerlumig wird. Im Querschliff sind seine polygonalen bis rundlichen Zellen unregelmäßig angeordnet, im Längsschliff aber bilden sie stellenweise senkrechte Reihen. Auf dieses Rindengewebe folgt ein Hypoderm, das aus kurzen, breiten, radialgestellten Bändern (Fig. 6 neben dem Strich und 6 a bei ×) eines engzelligen, sehr dickwandigen Sklerenchymgewebes und dazwischengelagertem Parenchymgewebe besteht. Ob die Sklerenchymbänder *Lyginodendron*-artig anatomosieren oder ob »*Sparganum*-Struktur« (im Sinne von Solms), wie sie bei *Myeloxylon* und anderen Blattstielen auftritt, vorliegt, konnte mangels ausreichender Schliffe nicht festgestellt werden. Die im Querschliff rundlichen, meist bis fast zum Verschwinden des Lumens verdickten Sklerenchymelemente sind langgestreckt und an den Enden zugespitzt. Das zwischen den Bändern gelegene Parenchym besteht aus vertikal mehr oder weniger gestreckten, in senkrechten Reihen angeordneten Zellen. Umschlossen wird der ganze Stengel von einer sehr derben Epidermis (Fig. 6 a neben ↓).

Der anatomische Bau der vorliegenden Farnspindel und

besonders die Form ihres Leitbündels erinnern sehr an Blattstiele, wie sie bei *Asterochlaena, Tubicaulis* und ähnlichen Stammresten vorkommen. Alle diese Blattstiele besitzen aber kein hypodermales Gewebe, wie es der vorliegenden Spindel eigen ist. Anderseits haben die bisher bekannten, mit einem solchen Hypoderm ausgestatteten Blattstiele ein ganz anders geartetes Leitbündel. Es ist also das vorliegende Fossil verschieden von allen bisher bekannten Farn- oder farnähnlichen Blattstielen und soll deshalb vorläufig den indifferenten Gattungsnamen *Rhachiopteris* erhalten. Dem Auffinder dieses eigenartigen Fossils zu Ehren wollen wir die Art als *Rh. Zimmermanni* bezeichnen.

Das Fossil wurde auf Blatt Zeulenroda im Steinbruch nordöstlich vom großen Buschteich bei Ottersdorf unweit Schleiz gefunden und entstammt dem untersten Culm.

Dasselbe geologische Alter haben die Schichten von Obernitz bei Saalfeld in Thüringen, aus denen von UNGER und SOLMS-LAUBACH eine größere Zahl strukturbietender Pflanzenreste beschrieben worden ist. Auf Grund einer SOLMS'schen Bemerkung wurde das Alter dieser Reste von BERTRAND als möglicherweise oberdevonisch angenommen, und englische Autoren (SCOTT, SEWARD u. a.) gingen daraufhin sogar so weit, sie kurzweg als devonisch zu bezeichnen. Wie ZIMMERMANN jedoch nachgewiesen hat (Erläuterungen zu Blatt Saalfeld, 1888, S. 25, vgl. auch die zweite Auflage dieser Erläuterungen, 1914, S. 44—48), sind diese Pflanzenreste sicher culmischen Alters und stammen gar nicht aus dem Cypridinenschiefer, aus dem sie RICHTER angegeben hat, sondern aus den Alaunschiefern, die allerdings dem jüngsten Oberdevon unmittelbar auflagern [1]). Es sind also höchstens Grenzschichten zum Oberdevon; die Bezeichnung »devonisch« ist auf jeden Fall irreführend. — Ebenso dürfte es sich dem Alter nach mit den Pflanzen von Glätzisch-Falkenberg verhalten, in deren Nachbarschaft aber

[1]) Für die genaueren geologischen Fundortsangaben bin ich Herrn ZIMMERMANN besonders zu Dank verpflichtet.

kein Oberdevon vorhanden ist. Es scheinen diese Schichten in unseren Gebieten, wie die von Pettycur (Schottland) und Esnost (Autun, Frankreich), mit denen sie hinsichtlich der vorkommenden Pflanzen sehr viel Ähnlichkeit haben, sich besonders dadurch auszuzeichnen, daß sie strukturbietende Pflanzenreste bergen, ähnlich wie dies später wieder im Rotliegenden der Fall ist. Auch dieser gemeinsame Zug spricht neben der Ähnlichkeit der Flora für die Gleichaltrigkeit all dieser Reste.

Dadoxylon primigenium Ung. sp.

Taf. 28, Fig. 7.

Die andere Phosphoritkonkretion enthält einen ebenfalls in eine homogene Masse gänzlich zerstörter organischer Reste eingebetteten Stammrest von Gymnospermen-Charakter. Der Radialschliff zeigt einen ziemlich breiten Markkörper, der aus meist größeren, unregelmäßig gestalteten und angeordneten Parenchymzellen zusammengesetzt ist. An diesen Markkörper schließt sich ein Holzkörper an, dessen sekundäre Natur aus dem Querschliff hervorgeht. Die in regelmäßigen radialen Reihen angeordneten, ungleich großen Zellen sind rundlich bis viereckig und sehr dickwandig. Auf den Längsschliffen stellen sich die Holzzellen als Tracheiden dar. Über ihre Wandverdickungen gibt das mäßig erhaltene Stück keinen sicheren Aufschluß. Ganz schwache, netzartige Andeutungen lassen erkennen, daß die Radialwandungen mit dichtgedrängten Tüpfeln, offenbar Hoftüpfeln, versehen waren. Von Erstlingselementen ist auf dem Querschliff nichts erhalten, da bei diesem das Mark mit den angrenzenden Holzteilen fehlt, und auf dem Radialschliff sind sie wegen der mangelhaften Erhaltung nicht zu unterscheiden. Das Sekundärholz ist von zahlreichen Markstrahlen durchsetzt, die anscheinend in den seteneren Fällen nur eine Zellreihe breit sind, meist dagegen, mindestens in der Mitte, zwei bis drei Zellreihen aufweisen und eine beträchtliche Höhe — bis zehn und mehr Stockwerke — besitzen (Fig. 7). Ihre Zellen sind dünnwandig und auffallend englumig. Im Querschliff erscheinen sie radial gestreckt und

im Tangentialschliff etwas rechteckig, mehr hoch als breit. Über ihre radiale Querschnittsform lassen sich keine bestimmten Angaben machen, da im Radialschliff nur ganz schwache Spuren von ihnen erhalten sind. Rindengewebe fehlen bei dem vorliegenden Stück.

Der anatomische Bau dieses Fossiles läßt erkennen, daß es zum Typus »*Aporoxylon*« UNG. gehört. GOEPPERT (Revision meiner Arbeiten über die Stämme der fossilen Coniferen. Bot. Centralblatt, 1881) hat *Aporoxylon primigenium* UNG. mit seinem *Araucarites Ungeri* vereinigt, und STENZEL (Nachträge zur Kenntniss der Coniferenhölzer der palaeozoischen Formationen aus dem Nachlass von H. R. GOEPPERT. Abh. Kgl. Preuß. Akad. Wiss., Jahrg. 1887, phys.-math. Kl. Abh. II., S. 25 ff. Berlin 1888) hat diese Vereinigung aufrecht erhalten, macht aber ausdrücklich aufmerksam, daß nach den Angaben der Autoren im Bau der Markstrahlen ein augenfälliger Unterschied zwischen diesen beiden Fossilen besteht, der durch einen Vergleich der Originalschliffe erst genauer geklärt werden müßte. Während nämlich bei *Araucarites Ungeri* die Markstrahlen in der überwiegenden Mehrzahl einstöckig, in seltenen Fällen bis höchstens vierstöckig und durchgängig nur einschichtig sind, sollen sie bei *Aporoxylon primigenium* als Regel mehr- bis vielstöckig und sehr häufig zweischichtig sein. Es sei aber daran erinnert, daß in vielen Fällen die Vielstöckigkeit und Mehrschichtigkeit der Markstrahlen nur eine Funktion des Alters der Pflanze ist. Das vorliegende Stück besitzt nun vorwiegend vielstöckige, meist zwei- bis dreischichtige Markstrahlen, so daß es danach mit *Dadoxylon* (»*Aporoxylon*«) *primigenium* UNG. sp. zu identifizieren ist.

Gefunden wurde dieses Fossil, wie das vorangehende, im Steinbruch nordöstlich vom großen Buschteich (Bl. Zeulenroda) und entstammt ebenfalls dem untersten Culm. Es gehört demnach demselben Horizont an wie die von UNGER und GOEPPERT beschriebenen, oben erwähnten Fossile, die aus dem Unterculm von Saalfeld stammen.

2. Devon.

Nematophycus aff. Dechenianus Solms.

Taf. 28, Fig. 5.

Aus dem Unterdevon von Westfalen stammt ein in schiefrigem Sandstein eingeschlossener Stengelrest, den Herr W. E. Schmidt gesammelt und uns zur Untersuchung freundlichst übergeben hat. Die von dem Fossil hergestellten Dünnschliffe zeigen anatomischen Bau, sind aber leider nicht dünn genug, um alle Einzelheiten mit wünschenswerter Klarheit erkennen zu lassen. Bei dem Interesse, das dieses Fossil sowohl an und für sich, wie auch wegen seines geologischen Alters und Vorkommens bietet, soll es trotzdem hier näher beschrieben werden.

Unter der Lupe erscheint der Querschliff als ein sehr engzelliges Gewebe, das jahresringähnliche konzentrische Zonen aufweist. Unter dem Mikroskop (Fig. 5) ergibt sich, daß die mehr oder weniger kreisförmigen, außerordentlich dickwandigen Zellen von verschiedener Größe sind und daß Zonen weiterer Zellen mit solchen engerer Zellen regelmäßig abwechseln, wodurch das jahresringähnliche Aussehen hervorgerufen wird. Die Zellen grenzen häufig nicht aneinander an, sondern sind durch dunkelbraun gefärbte organische Substanz voneinander getrennt. In den Zonen, in denen sich die engeren Zellen befinden, scheint diese dunkelbraune Substanz besonders reichlich entwickelt zu sein, so daß stellenweise die engen Zellumina ganz verschwinden. Im Längsschliff sind die Zellen im allgemeinen langgestreckt, häufig bis zu beträchtlicher Ausdehnung; es sind aber auch solche von rundlicher bis ovaler Form vorhanden. Die langgestreckten Zellen erscheinen an ihren Enden zugespitzt bis abgerundet. Genaueres läßt sich hierüber auf Grund des Schliffes nicht aussagen. Auch über die hier und da angedeuteten Querwände in den Zellen gibt der Schliff keine genügende Klarheit.

Der Vergleich mit den aus ähnlichen Horizonten bisher bekannt gewordenen Fossilien ergibt eine deutliche Übereinstimmung mit *Nematophycus* CARR. (= *Prototaxites* DAWS. = *Nematophyton* PENH.). Es sind dies Stammreste von bisweilen beträchtlicher Größe, die aus schlauchförmigen, nicht unmittelbar aneinandergrenzenden Zellen zusammengesetzt sind. Diese schlauchförmigen Zellen sind hin und her gebogen und durcheinander geflochten, so daß sie im Längsschliff kreisförmige bis langgestreckte Gestalt zeigen, wie das bei dem vorliegenden Stück auch der Fall ist. CARRUTHERS (On the history, histological structure and affinities of *Nematophycus Logani* DAWS., an Alga of Devonian age. Month. Microscop. Journ., vol. VIII. p. 160 ff. Taf. 31, 32, 1872) hat *Nematophycus* für eine Alge von dem Bau der Brauntange erklärt, und spätere Forscher, die sich mangels einer besseren Erklärung dieses eigenartigen Fossiles im allgemeinen dieser Ansicht anschlossen, haben auf Grund neuerer Funde mehrere Arten dieser Gattung aufgestellt. Das vorliegende Fossil scheint am meisten Ähnlichkeit zu haben mit dem von SOLMS-LAUBACH (Über devonische Pflanzenreste aus dem Lenneschiefer der Gegend von Gräfrath am Niederrhein. Dieses Jahrbuch für 1914, Band XV. Seite 84 ff. Taf. II, Fig. 2—5. Berlin 1895) beschriebenen *Nematophyton Dechenianum*. Es besitzt keine markstrahlähnlichen Bildungen, scheint aber zwischen den schlauchförmigen Zellen ein Gewebe sehr feiner Röhrchen zu haben, obwohl sich das bei den vorliegenden Schliffen mit Sicherheit nicht feststellen läßt. Soweit also unsere Schliffe einen Vergleich mit den bisher bekannten, vielleicht auch nicht ganz einwandfreien Arten ermöglichen, ist das vorliegende Fossil als *Nematophycus* aff. *Dechenianus* zu bestimmen. Auch das Vorkommen der beiden Fossile würde einigermaßen zueinander passen, da *N. Dechenianum*, die einzige bisher aus Deutschland bekannte Art, aus den Lenneschiefern (Mitteldevon) der Gegend von Gräfrath am Niederrhein stammt, das

vorliegende Stück aber in den Siegener Schichten (und zwar ältestem Unterdevon, unmittelbar über dem Gédinnien) im südlichen Westfalen gefunden wurde, auf dem Gipfel des Bergrückens westlich von Rehringhausen, nördlich Kruberg (Blatt Olpe), Reg.-Bez. Arnsberg.

Berlin, den 24. März 1915.

Über Flugsandebenen an der Ostseeküste im nördlichen Ostpreußen.

Von Herrn **Hans Hess v. Wichdorff** in Berlin.

Mit 9 Abbildungen.

Die Flugsand- bezw. Dünenbildungen haben infolge ihrer abwechslungsreichen und mannigfaltigen Form und Gestalt seit längerer Zeit eingehende geologische Untersuchungen erfahren, die über die Entstehung der einzelnen Dünentypen und die Vorgänge bei derselben manche wichtige Erkenntnisse gezeitigt haben[1]). Bei diesen Dünenforschungen hat man bisher vor allem den Berg-, Kuppen- und Hügeldünen (u. a. auch den Bogendünen) ein besonderes Augenmerk geschenkt und ihre verschiedenen Erscheinungsformen und Bildungsursachen systematisch zu ergründen versucht. Nur nebensächlich wird gelegentlich auch in diesen Werken — unter der Bezeichnung von Gehängedünen oder oberen Stufendünen — einer anderen weitverbreiteten Dünenform gedacht, der flächenhaften und horizontal gelagerten Ausbreitung des Flugsandes. Und doch ist dieser wenig bekannte Typus von Flugsandbildungen für den

[1]) Hauptsächliche Literatur:

a) P. Gerhardt, Handbuch des deutschen Dünenbaus. Berlin 1900. (Erster Abschnitt: Geologie der Dünen von A. Jentzsch, S. 1—124).

b) Dünenbuch. Stuttgart 1910. (Erster Abschnitt: Geologie der Dünen von F. Solger, S. 1—179).

c) G. Berendt, Geologie des Kurischen Haffes und seiner Umgebung. Königsberg 1869.

landschaftlichen Charakter, die Fruchtbarkeit und in Zusammenhang damit für die landwirtschaftliche Nutzung ausgedehnter Landschaften nicht nur in manchen unserer Küstengegenden, sondern vielfach auch im Binnenlande von grundlegender Bedeutung. Es erscheint mir daher berechtigt, diese Flächen-Dünenform einer besonderen Untersuchung zu unterziehen und ihre Eigenschaften näher zu erläutern. Als geeignete Bezeichnung für diesen Dünentypus möchte ich den Namen »Flugsandebenen« vorschlagen.

Die landschaftliche Eigenart dieser »Flugsandebenen«, die oft einen dürftigen Heidecharakter aufweisen, hat die einheimische ostpreußische Strandbevölkerung bereits erkannt; sie bezeichnet solche Landstriche stets mit dem besonderen Namen »Palwen«. Man spricht von der Seepalwe bei Försterei unweit Memel, von der Nehrungspalwe, von der Palwe bei Karkelbeck und bei Nimmersatt. Freilich wird dieser Name natürlich auch auf landschaftlich gleichartige, geologisch aber völlig abweichende Heideländereien angewendet, wie dies z. B. das Beispiel der Steinitter Palwe bei Powunden im Samland zeigt, die ihre Entstehung einer ausgedehnten unfruchtbaren Oligocänscholle im Diluvium verdankt[1]).

Flugsandebenen treten sowohl im Binnenlande wie in den Strandgegenden an der Ostsee auf. Im Binnenlande ist ihr Vorkommen an die breiten Urstromtäler mit ihren mächtigen, oft bis zu mehreren Metern Tiefe trockenen Talsandablagerungen und an größere Staubecken, wie z. B. den Haffstausee bei Altdamm und Gollnow in Pommern, gebunden. An der See ist ihre Verbreitung ebenfalls recht bedeutend, da der ausgeworfene trockene Seesand durch Sturmwinde weit in die angrenzenden Ufergegenden hineingetragen wird. Liegen die geologischen Verhältnisse besonders günstig — das ist namentlich bei einem breiten, ausgedehnten Uferstrand der Fall, der

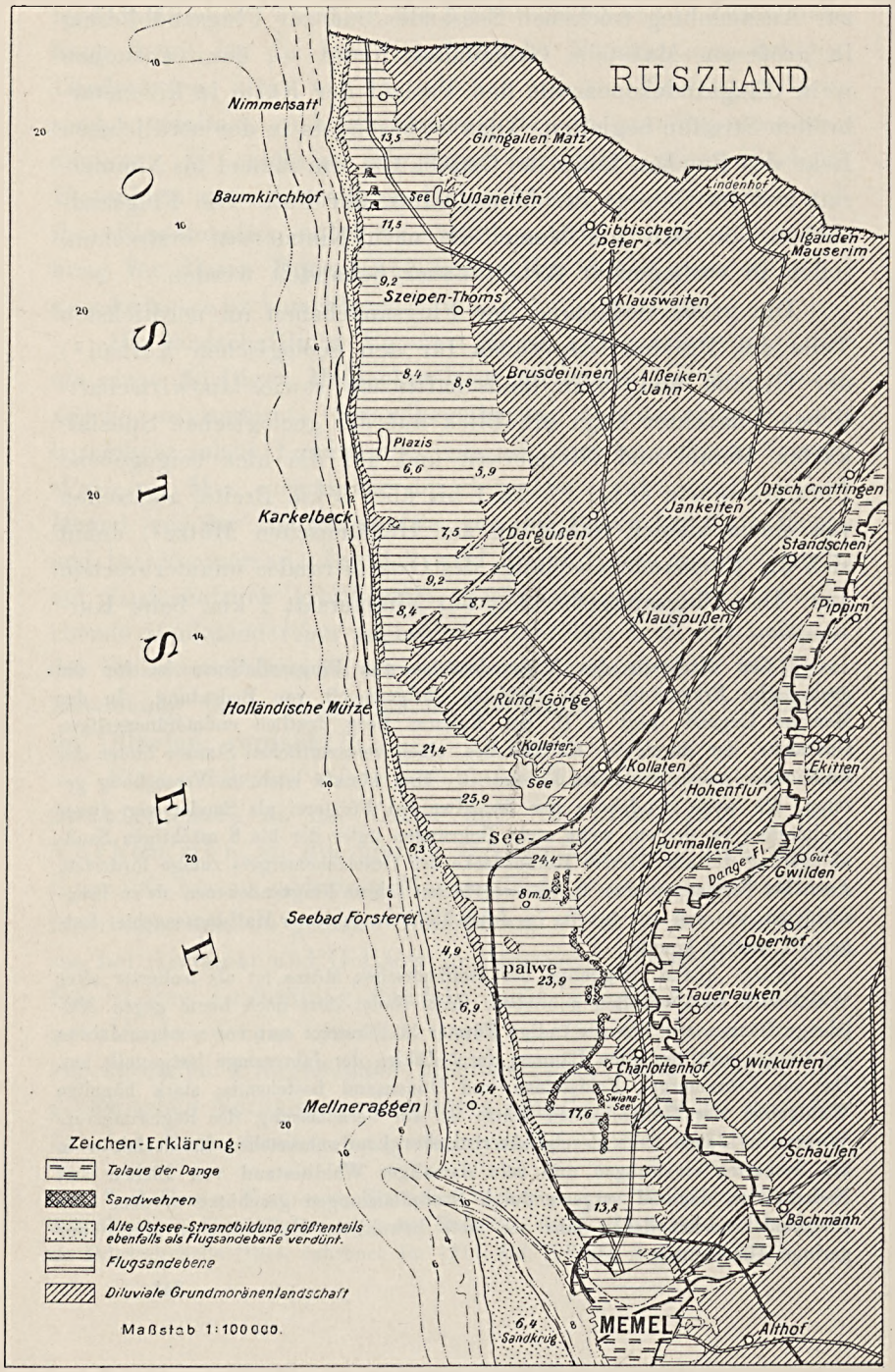
[1]) H. Hess v. Wichdorff, Ein neues Vorkommen von Phosphorit führender unteroligocäner Bernsteinformation bei Steinitten im Samlande und seine Natur als Diluvialscholle (Dies. Jahrbuch für 1911, Bd. XXXII, S. 344—352).

zur Ansammlung trockenen Seesandes und zur Flugsandbildung in größerem Maßstabe Gelegenheit bietet —, dann entstehen weite Flugsandebenen, die den Verlauf der Küste in kilometerbreiten Streifen begleiten. Dies ist besonders in der nördlichsten Ecke des Reiches, längs der Ostseeküste von Memel bis Nimmersatt und im Gebiete des Memeldeltas, der Fall. Die Flugsandebenen, die sich von Memel bis nach Nimmersatt erstrecken, sollen in vorliegender Arbeit näher behandelt werden.

Die große Bedeutung der Flugsandebenen im nördlichsten Teile der Provinz Ostpreußen für den geologischen Aufbau [1]) der Gegend und ihren landschaftlichen sowie landwirtschaftlichen Charakter zeigt ein Blick auf die geologischen Spezialkarten Memel und Nimmersatt und auf die hier beigegebene Übersichtskarte (Fig. 1). In 1 bis über 3 km Breite, abgesehen von einem kleinen Gebiet an der Holländischen Mütze [2]) dehnt sich die Flugsandebene längs des Ostseestrandes ununterbrochen aus. Das Flugsandgebiet hat bei Nimmersatt 1 km, beim Kur-

[1]) Der Nachweis des Vorhandenseins von Flugsandebenen ist für die geologische Erkenntnis eines Gebietes übrigens oft von Bedeutung. In der Memeler Gegend trägt z. B. der Kollater Berg deutlich endmoränenartigen Charakter, der durch den Kollater See, einen vermeintlichen Stausee hinter der Endmoräne, noch besonders hervortritt. Man könnte leicht in Versuchung geraten, die weite Sandebene der Seepalwe bei Försterei als Sander vor dieser Endmoräne zu deuten, wenn nicht Bohrungen unter der bis 8 mächtigen Sandablagerung die alte frühere Humusdecke des Geschiebemergels zutage förderten. Auch bei Terrassenstudien in Stauseegebieten führen Flugsandebenen oft zu Trugschlüssen, wie von mir bereits im Jahre 1902 im Stettiner Haffstauseegebiet festgestellt werden konnte.

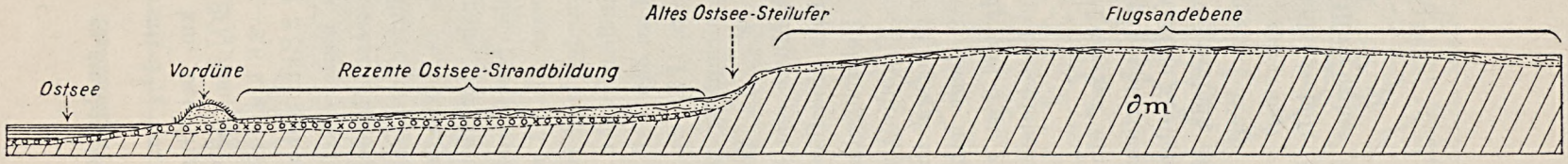
[2]) Das kleine Berggebiet der Holländischen Mütze ist als isolierter alter Waldbezirk stets erhalten geblieben. Man findet dort noch heute gegen 300-jährige Bäume, wie der zuständige Förster in Försterei erst vor wenigen Jahren bei einigen gefällten alten Bäumen durch Zählen der Jahresringe festgestellt hat. Das aus Lehmmergel, Feldsteinen und Dünensand bestehende, stark hügelige Waldgebiet der Holländischen Mütze ist auf Veranlassung des Regierungsrats Wutzke im Jahre 1818 als charakteristisches Landwahrzeichen für Seefahrer in alle Seekarten eingetragen und sein damaliger Waldbestand von Eichen und Nadelhölzern dauernd sorgsam durch Nachpflanzungen geschützt worden. Die Flugsandebene hat daher nahe der stets bewaldeten Holländischen Mütze nur geringe Ausdehnung.


RUSZLAND
OSTSEE
Nimmensatt
Baumkirchhof
Karkelbeck
Holländische Mütze
Seebad Försterei
Mellneraggen
Girrgallen-Matz
Lindenhof
Ußaneiten
See
Gibbischen-Peter
Igauden-Mauserim
Szeipen-Thoms
Klauswalten
Brusdeilinen
Aßeiken-Jahn
Plazis
Dargußen
Jankeiten
Disch. Crottingen
Standschen
Klauspußen
Pippirn
Rund-Görge
Kollaten
See
Kollaten
Hohenflur
Ekitten
Purmallen
Dange-Fl.
Gut Gwilden
Oberhof
palwe
Tauerlauken
Charlottenhof
Wirkutten
Schaulen
Bachmann
MEMEL
Althof
Sandkrug
Zeichen-Erklärung:
Talaue der Dange
Sandwehren
Alte Ostsee-Strandbildung, größtenteils ebenfalls als Flugsandebene verdünt.
Flugsandebene
Diluviale Grundmoränenlandschaft
Maßstab 1:100000.

haus Nimmersatt $1^3/_4$ km, bei Szeipen-Thoms 2 km, bei Brusdeilinen 2,4 km, bei Grabben $2^3/_4$ km, bei Darguszen und Karkelbeck $2^1/_3$ km, bei Kollaten $2^3/_4$—3 km, bei Bahnhof Försterei 2,4—2,6 km, beim Gute Gr. Tauerlauken 3,2 km, bei Charlottenhof 2,8 km und am Bürgerfeld nördlich Memel 3,2 km Breite. Noch heute erkennt man in einiger Entfernung vom heutigen Seestrande landeinwärts trotz der starken Verdünung ein altes Steilufer, ein Geschiebemergelkliff, das von der russischen Grenze bei Nimmersatt bis zum Südende des Dorfes Karkelbeck nahe der Holländischen Mütze ursprünglich etwa 5—12 m Höhe besaß und an den malerischen Steilufern bei Seebad Försterei bis 22 m Höhe erreichte. Aus dem breiten, niedrigen Strandvorland ist der trockene Seesand über die alte Kliffküste hinübergeweht, nachdem er vorher durch Antreiben von Flugsand an den Fuß der Steilküste eine flachere Böschung geschaffen hatte (Fig. 2). Der Flugsand hat dann die hügelige Hochfläche gleichmäßig überdeckt und alle Höhenunterschiede ausgeglichen (Fig. 3). Vorher dehnte sich von Memel bis zur Holländischen Mütze eine kuppige Grundmoränenlandschaft mit wenigen, kleinen Moorflächen bis zur Kliffküste aus, während nördlich der Holländischen Mütze bis zur russischen Grenze eine typische Drumlinlandschaft mit zahlreichen Torfmooren und Wiesenkalklagern in den Niederungen bestand. Diese Hügellandschaft liegt nun unter einer ebenen Sanddecke begraben, nur da und dort, wie z. B. am Bahnhof Försterei, ragen einige höhere Geschiebemergelrücken aus der Flugsandebene heraus.

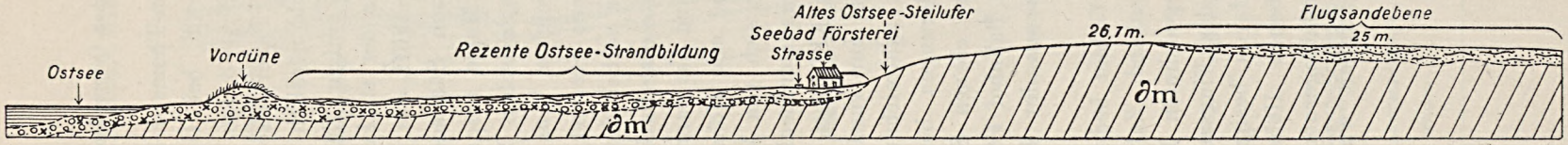
Da der Flugsand ein hügeliges Gebiet bedeckt, ist seine Mächtigkeit natürlich sehr schwankend. Zahlreiche Beobachtungen in allen Teilen dieser ausgedehnten Flugsandebene haben eine wechselnde Mächtigkeit des Flugsandes von $2^1/_2$ bis 8 m ergeben. Weite Strecken davon besitzen über 4 m Mächtigkeit, nur über den begrabenen Höhenrücken der Grundmoränenlandschaft ist die Sandablagerung naturgemäß schwächer. Ihre bisher größte Mächtigkeit wurde zwischen

Figur 2.



Bei Miramare unweit nördlich von Seebad Försterei. (Maßstab 1 : 5750 bei doppelter Überhöhung.)

Figur 3.



Umgebung von Seebad Försterei. (Maßstab 1 : 5750 bei doppelter Überhöhung.)

Bahnhof Försterei und dem Gute Gedwill-Paul nachgewiesen; der humusbedeckte Lehmuntergrund liegt hier erst in 8 m Tiefe.

Der innere Bau der Flugsandablagerung zeigt deutlich ihre allmähliche, durch Ruhezeiten unterbrochene Entstehung. Zwischenlagen von dünnen Bänken von Trockentorf, humosem Sand und Moorerde inmitten der Flugsandbildungen beweisen, daß die Verdünung zeitweise einen längeren Stillstand erfuhr und Vegetation auf dem Sandboden aufkommen ließ. Gingen dann später die schützenden Waldparzellen zugrunde, so begann bald die weitere Verdünung des Gebietes. Die humosen Zwischenlagen des Flugsandes zeigt z. B. eine Flachbohrung am Seeweg beim Kurhaus Nimmersatt, wo das folgende Profil vorhanden ist:

Sand	0—0,80 m
Wassersand	0,80—2,50 »
Torf	2,50—2,55 »
Wassersand	2,55—2,90 »
Stark humoser Sand . . .	2,90—3,00 »
Wassersand	3,00—3,10 »
Moorerde	3,10—3,20 »
Wassersand	3,20—3,50 »
Alte Humus-Oberfläche . .	3,50—3,60 »
Grauer Geschiebemergel	von 3,60 m ab

An anderen Stellen haben sich während der Bildungszeit der Flugsanddünen in Ruhezeiten kleine Flachmoore an niedrigen Stellen gebildet, die später wieder übersandet wurden. So wurde z. B. in einer flachen Niederung im Flugsandgebiet 250 m südöstlich vom nördlichen Wirtshaus von Nimmersatt an verschiedenen Stellen folgendes Profil beobachtet:

Humoser Sand	0—0,20 m
Wassersand	0,20—0,90 »
Torf	0,90—1,50 »
Wassersand	1,50—1,90 »
Geschiebemergel	1,90—2,00 »

Eine besondere Erscheinung ist häufig im Liegenden des Flugsandes und auch an den aus der Flugsandebene herausschauenden Lehmbergen, namentlich in der ganzen Feldmark des langgestreckten Dorfes Karkelbeck und der angrenzenden

Gehöfte von Szeipen-Thoms, festzustellen. Der Geschiebemergel ist hier von einer oft einen Fuß bis $1^1/_2$ m mächtigen Decke von kiesigem Sand oder gröberem Kies auf der Seeseite bedeckt, während die Landseite des Berges den gewöhnlichen tonigen Lehmboden aufweist. Eine Verwitterungserscheinung kann die einseitige Bedeckung der Höhenrücken mit kiesigem Sand und Kies auf keinen Fall darstellen, da die Grundmoränenlandschaft und die Drumlinlandschaft außerhalb der Flugsandzone gleichmäßig überall nur tonigen Lehmboden an der Oberfläche zeigt. Aller Wahrscheinlichkeit nach stellt die Erscheinung eine auswaschende Wirkung von Springfluten dar, wie sie u. a. beim Einbruch der Ostsee in das Gebiet des heutigen Kurischen Haffes auch in der weiteren Umgebung stattfanden. Das folgende Bohrprofil an der nördlichsten Grenzecke der Feldmark Karkelbeck gibt diese Verhältnisse wieder:

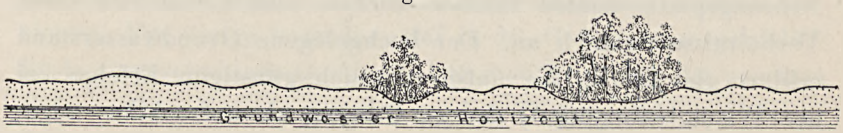
Humoser Sand	0—0,10 m
Sand	0,10—0,50 »
Wassersand	0,50—1,70 »
Wasserhaltiger humoser Sand . . .	1,70—1,80 »
Wasserhaltiger kiesiger Sand	1,80—2,30 »
Grobsteiniger kalkhaltiger Kies . . .	2,30—2,60 »
Grauer Geschiebemergel von 2,60 m ab	

Der landschaftliche Charakter von Flugsandebenen ist sehr ähnlich demjenigen der auf gleiche Weise entstandenen ebenen Teile der Nehrungen, der sog. Nehrungspalwen. Die Nähe der See läßt auch auf den Flugsandebenen eine Strandflora aufwachsen, die an Mannigfaltigkeit nur wenig hinter der Nehrungsflora zurückbleibt. Besonders die Seepalwe bei Bahnhof Försterei ist wegen ihrer vielseitigen Flora bekannt. Unter diesen Pflanzen wiegen das Heidekraut *(Calluna vulgaris)* sowie *Empetrum nigrum* vor, die neben Thymianpolstern größere Pflanzengürtel in der sonst dürftigen, lockeren Grasnarbe bilden. Überall schaut der lose Flugsand an zahlreichen Auswehestellen zwischen den Pflanzengemeinschaften hervor und läßt den Heidesandcharakter der Gegend deutlich erkennen. Kleine Birken- und Erlenhorste treten in ausge-

wehten Senken zerstreut auf, abwechselnd mit vereinzelten Föhren auf der Ebene. Streckenweise ist die Flugsandebene in größerer Ausdehnung aufgeforstet und dadurch festgelegt und unterscheidet sich dann in nichts von einem Kiefernwald in Urstromtälern.

Die Flugsandebenen haben weiter eine auffällige Eigenschaft: sie sind ganz jugendliche Grundwasserbecken. Wo auch immer man im Gebiete der Flugsandebenen gräbt oder bohrt, trifft man bereits innerhalb eines Meters, oft schon in $^1/_2$ m Tiefe, überall den Grundwasserhorizont an. Alle Wege in diesen Sandebenen tragen eine frischere grüne Grasnarbe wie die Umgebung, da durch die Last der Fuhrwerke der lockere Sand zusammengedrückt wird und der Weg 20—30 cm tief in die Ebenen einschneidet. Dieser

Figur 4.



Birken- und Erlenhorste auf der Nehrungspalwe der Kurischen Nehrung.

geringe Höhenunterschied genügt bereits, um die Feuchtigkeitszone, die über dem eigentlichen Grundwasserhorizont durch Capillarität noch etwa 30 cm höher reicht, der Erdoberfläche näherzubringen und die Fruchtbarkeit zu erhöhen. Ganz die gleiche Beobachtung macht man an den Stellen, wo der Wind die lose Grasnarbe aufgedeckt und den Sand ausgeweht hat. An solchen Auswehestellen kann der Sand natürlich nur so tief ausgeblasen werden, wie er trocken und lose ist. Auf der Feuchtigkeitszone hört die Winderosion auf. Derselbe Wind, der zerstörend auf die dürftig bewachsene Oberfläche der Sandebenen wirkt, dient eigenartigerweise aber gleichzeitig dem Wiederaufbau und dem erhöhten Schutze gegen weitere Winderosionen. Er führt Birken- und Erlensamen herbei, der auf dem feuchten Sandboden der Auswehestellen haftet und als

Anflug bald aufgeht. So entstehen die eigentümlichen, malerischen Baumgruppen in der Heide, die kleinen Erlen- und Birkenhorste, kleine Oasen in der Wüste, die zum Charakterbild der Flugsandebenen und der Nehrungspalwen unzertrennlich gehören. Sie liegen stets in flachen Senken, in den ehemaligen Auswehestellen (Fig. 4).

Der Grundwasserspiegel der Flugsandebenen ist höchstwahrscheinlich nicht eben, sondern in der Mitte uhrglasähnlich aufgewölbt. In der Flugsandebene der Memeler Hochfläche ist dieser Umstand allerdings noch nicht ganz sicher nachgewiesen. Auf der Palwe der Kurischen Nehrung aber ist diese Beobachtung an einer großen Reihe von Querprofilen einwandfrei festgestellt. Hier hebt sich der Grundwasserspiegel der Nehrung von See und Haff nach der Mitte der Nehrung zu bis $5^1/_2$ m. Auf der 6—7 m über See gelegenen Nehrungsplatte deuten zahllose Birken- und Erlenhorste diese Verhältnisse deutlich an. Der hochgelegene Grundwasserstand erklärt gleichzeitig die außerordentlich günstigen Erfolge bei der Wiederbeforstung[1]) der zu Unrecht als unfruchtbar angesehenen Nehrungspalwe; man braucht nur an die in erstaunlich kurzer Zeit emporgewachsenen Bewaldungsflächen längs der Nehrungsstraße zwischen Kunzen und den Korallenbergen bei Ulmenhorst sowie an die Birken- und Erlenwälder westlich Perwelk zu denken, in welch letzteren schon heute der Elch seinen neuen Standort aufgeschlagen hat. Heute bezeichnet man dort bereits die feuchten Stellen des Grundwasseraustritts in den Auswehestellen irrtümlich als »Brücher« (z. B. das »Elch-

[1]) Bei der Aufforstung von Flugsandebenen empfiehlt es sich, die niedrigen Stellen mit nahem Grundwasser mit Erlen und Birken zu bepflanzen. Die Natur hilft sich dann nach den Erfahrungen auf der Nehrung von selbst weiter und bewaldet durch Anflug auch die dazwischen gelegenen etwas höheren Gebiete, so daß allmählich geschlossene Waldbezirke entstehen. Nur auf den trockenen Dünenhöhen ist die Anlegung von Kiefernschonungen angezeigt, die, wie das Beispiel des Hochwaldes von Schwarzort zeigt, im Laufe der Zeiten zu vorzüglichen Wäldern werden. Mischwald ist demnach die gegebene Beforstungsart von Flugsandebenen.

bruch« im Jagen 260), obwohl vor kaum einem Jahrzehnt dort noch reine Flugsandebene mit feuchten Auswehestellen bestand. Später werden allerdings diese Brücher ihren Namen zu Recht tragen, denn die dichte Vegetation wird zweifellos wieder zur Trockentorfbildung auf der Palwe und zur Flachmoorbildung in den Senken führen. So war es, wie zahllose Aufschlüsse auf der Kurischen Nehrung zeigen, bereits in einem früheren Stadium der geologischen Geschichte der Nehrung.

Der Grundwasserspiegel der Flugsandebenen ist nicht zu allen Zeiten gleich, er schwankt innerhalb gewisser Grenzen. In besonders trockenen Sommern pflegt er immer zu sinken. Im Frühjahr ist stets ein Überschuß an Grundwasser vorhanden, der sich am alten Lehmsteilufer, an der ehemaligen Kliffküste, zwischen Memel und Nimmersatt durch den Austritt mehrerer hundert eisenhaltiger, Ocker absetzender Überlaufquellen äußert, die im Sommer dann fast sämtlich versiegen. Nur einige besonders tief in die Geschiebemergel-Kliffküste eingeschnittene Quellen bei Seebad Försterei, die aus dem tieferen Grundwasser gespeist werden, fließen auch im Sommer dauernd.

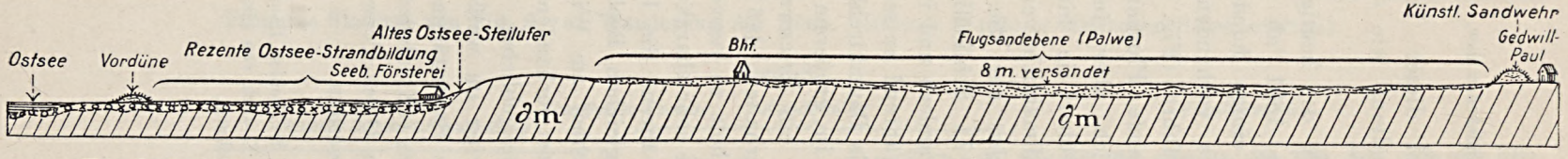
Dort, wo die Flugsandebenen nach dem Binnenlande zu an den nicht übersandeten Teilen der Grundmoränenlandschaft allmählich auskeilen, pflegt das Grundwasser in Niederungen auszutreten. Hier sind kleine Grundwasserseen am Rande der Flugsandebenen in Niederungen, wo zum Teil schon frühere Seen bestanden, vorhanden. Dahin gehören der Swiane-See bei Charlottenhof, der Kollater See bei Kollaten, der Plazis bei Karkelbeck und der Uszaneiter Teich.

Woher stammen nun die großen Grundwassermengen in der Memel-Nimmersatter Flugsandebene? Nach der See sperrt die alte Geschiebemergel-Kliffküste die Flugsandebene ab, nach dem Binnenlande zu die ununterbrochene Grundmoränenlandschaft. Der Flugsand hat das dazwischen liegende hügelige Land mit seinen tiefen Niederungen ausgefüllt, die, wie erwähnt, bis 8 m Tiefe erreichen (vgl. Fig. 5). Alle in diesem Gebiete

niedergehenden Regenmassen versinken im lockeren Flugsand sofort und sammeln sich in dem geschlossenen Flugsandbecken als Grundwasser an. Das Grundwasser erfüllt das ganze Becken bis nahe an die Oberfläche und gibt seinen Frühjahrsüberschuß an Überlaufquellen an der Seeseite und an die Grundwasserseen an der Landseite ab.

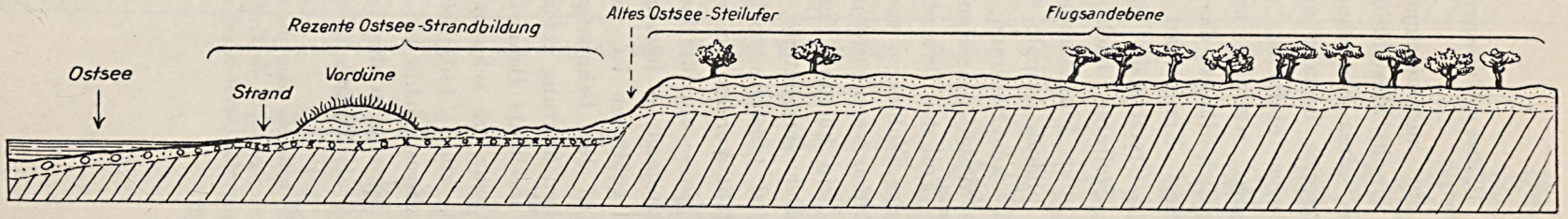
Wie bereits oben erwähnt, haben die Flugsandebenen im Laufe der Zeiten teilweise sich von selbst bewaldet. Ein kleiner Kiefernwald wird schon auf Hennenberger's Karte vom Jahre 1576 längs der Küste bei Nimmersatt angegeben. Auch jetzt befindet sich in dieser Gegend ein zusammenhängender Waldbezirk. J. C. Wutzke schildert in einem Aufsatze über die »Entstehung und den gegenwärtigen Zustand des kurischen Haffs und der Nehrung« (Preußische Provinzial-Blätter, Königsberg 1831, Bd. V, S. 128), wie der neue Nimmersatter Strandwald entstanden ist. Nach seinen Ausführungen wurden von dem Posthalter Lohmeyer in Nimmersatt seit dem Jahre 1801 6—7 Hufen reine Sandflächen nach und nach angeforstet, so daß im Jahre 1817 bereits der fliegende Sand festgelegt und benarbt und mit verschiedenen Baumgruppen bestanden war. Im Schutze dieser Baumgruppen von Erlen, Espen und Kiefern wurde 1817 schon gutes Getreide gebaut, dessen Gedeihen nach Wutzke's Angabe bereits damals durch Düngung mit Seetang besonders gefördert wurde. Auch erwähnt Wutzke die gleichzeitige Anlage des schönen, noch heute vorhandenen Gartens an der Post Immersatt, eine bemerkenswerte Leistung in diesem von Stürmen stark heimgesuchten, kargen Sandgebiet. Mit diesem von Lohmeyer gepflanzten Erlenwald in Zusammenhang steht das merkwürdige Vorkommen eines sog. »Baumkirchhofs« unweit vom Kurhause Nimmersatt. Bekanntlich bezeichnet man mit diesem Ausdrucke die Reste ehemaliger, beim Vorrücken von Wanderdünen versandeter und völlig verschütteter Wälder, wenn sie nach langen Zeiten der Sandbedeckung bei dem Weiterrücken des Dünenberges an seiner Rückseite wieder zutage treten. Der bisher in der Literatur nicht erwähnte Baumkirchhof von Nimmer-

Figur 5.



Von Seebad Försterei über Bahnhof Försterei durch die Seepalwe nach Gedwill-Paul. (Maßstab 1 : 11500 bei doppelter Überhöhung.)

Figur 6.



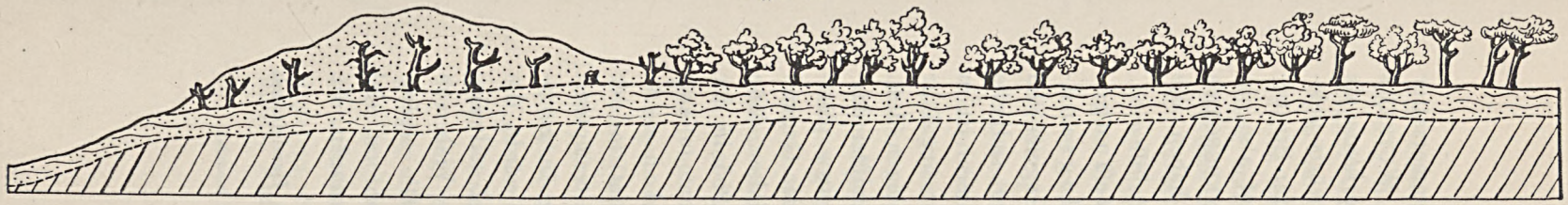
Längs des Badeweges bei Kurhaus Nimmersatt. (Maßstab 1 : 3000 bei doppelter Überhöhung.)

satt ist ein ausgezeichnetes Beispiel dieser Vorkommen, und zwar sowohl hinsichtlich der Erhaltung wie der klaren Verhältnisse seiner Entstehung.

Ursprünglich bestand an der Stelle des heutigen Baumkirchhofs eine einfache, vom Jahre 1801 ab bewaldete Flugsandebene, wie sie noch heute einige hundert Meter weiter nördlich längs des Badeweges vorhanden ist, der vom Kurhaus Nimmersatt zur See führt (Fig. 6). Der am breiten Uferstrande sich neubildende Flugsand strebte am alten Steilufer hoch, konnte sich aber infolge der Bewaldung der Flugsandebene nicht über sie hinweg verteilen und bildete deshalb eine sich allmählich vergrößernde Dünenkuppe am Steilrand, die zunächst nur die äußersten Bäume des Waldes verschüttete (Fig. 7). Schließlich begann der größere Teil des Dünenberges zu wandern und immer weitere Teile des Waldes zu verschütten, während an seiner Rückseite die früher verschütteten Bäume als Baumkirchhof wieder zum Vorschein kamen (Fig. 8, und in größerem Maßstabe Fig. 9). Der verschüttete Wald war ein Erlenwald. Seine Stämme sind teilweise noch so gut erhalten, daß viele der Bäume gefällt wurden, um sie als Nutzholz zu verwerten; teilweise sind sie — ein für Baumkirchhöfe sehr charakteristischer Erhaltungszustand — inwendig hohl, während die Rinde noch völlig fest geblieben ist. Genau die gleichen Beobachtungen habe ich bei dem bekannten Baumkirchhof am Wingkap auf der Kurischen Nehrung gemacht. Die dort vorhandenen Kiefern sind teils als hohle Baumstämme zurückgeblieben, von deren Dasein oft nur ein schwarzer Rindenring im weißen Dünensand Kunde gibt[1]), teils als hohe, feste Baumstämme erhalten, die infolge ihres reichlichen Harzgehaltes (»Kienholz«) mit Vorliebe von Bewohnern des benachbarten Ortes Perwelk ausgegraben und als Brennholz verwendet werden.

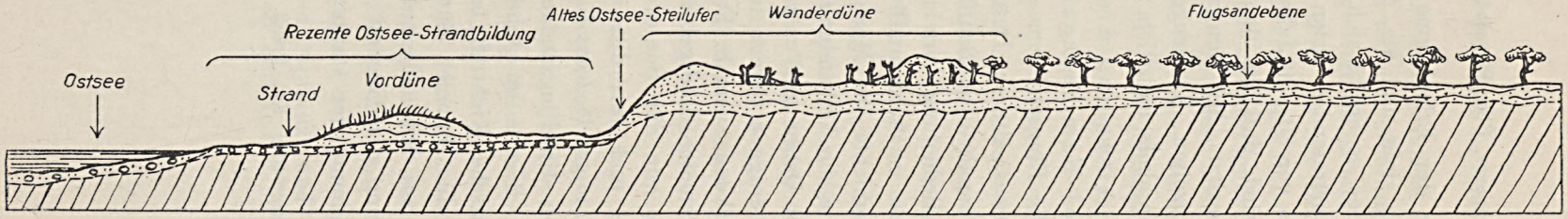
[1]) Die Mitteilungen über die Gefährlichkeit der hohlen Baumstämme, die ebenso wie diejenigen über die Triebsandstellen z. T. auch von wissenschaftlicher Seite gegeben werden, beruhen auf einiger Übertreibung.

Figur 7.



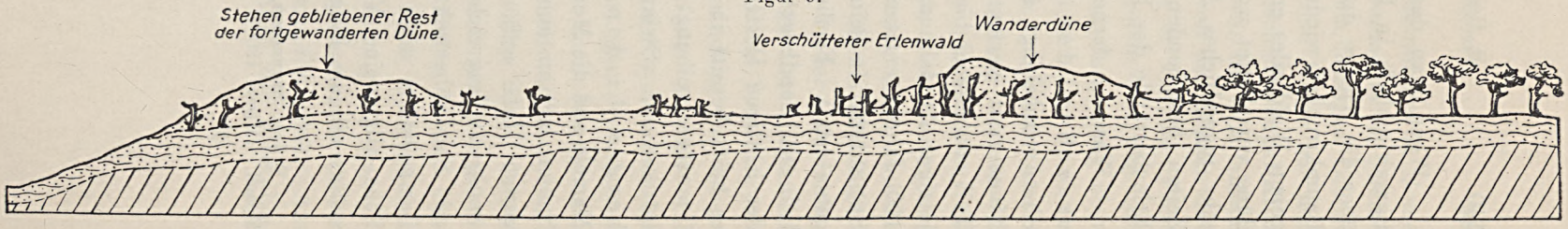
Früheres Stadium von Fig. 9 vor Wanderung der Düne. (Maßstab 1 : 1000 in natürlichem Höhenverhältnis.)

Figur 8.



Am Baumkirchhof 600 m südwestlich von Kurhaus Nimmersatt. (Maßstab 1 : 3000 bei doppelter Überhöhung.)

Figur 9.



(Vergrößerte Darstellung eines Teiles von Fig. 8): Baumkirchhof südwestlich von Nimmersatt. (Maßstab 1 : 1000 in natürlichem Höhenverhältnis)

Wenn man das Alter der Erlenbäume des Nimmersatter Baumkirchhofs in Betracht zieht und die Angaben Wutzke's über die Anlage des Waldes, so ergibt sich, daß die heute als Baumkirchhof wieder hervortretenden Erlen des seewärts gelegenen Waldteiles erst etwa vor 60—70 Jahren von der Stranddüne verschüttet worden sind, daß der Baumkirchhof also ein sehr jugendliches Alter besitzt. Mit den zu Henneberger's Zeiten bestehenden vereinzelten Kieferngehölzen haben die Erlenbestände des Baumkirchhofs natürlich nichts zu tun.

Was nun ferner das Alter und die Entstehungsursachen der Memel-Nimmersatter Flugsandebene anbelangt, so ist die Flugsandebene in der Gegend von Nimmersatt vermutlich etwas älteren Datums. Der südliche Teil von Memel bis zur Seepalwe bei Bahnhof Försterei ist in jetziger Ausdehnung und Bedeutung vorwiegend vor ungefähr 100 Jahren entstanden, wie nach urkundlichen Belegen Joh. Sembritzki in seiner Geschichte von Memel einwandfrei dargetan hat[1]). Freilich setzte die Versandung nicht etwa plötzlich ein. Sandberge an der Ostsee gab es z. B. in der Gegend des heutigen Dorfes Mellneraggen bereits im Mittelalter, denn es heißt bereits in der Urkunde vom 8. Februar 1253 in der Grenzbeschreibung des Memeler Stadtgebietes: »went to eme luttiken see (Swiane-See), von der See went to den sant bergen bi den mere und von den mere went to der Memele und die Memele op to gande, went do der stat termpten.« Später begann auch schon die Flugsandverwehung in geringerem Maße aufzutreten. Bereits im Jahre 1613 wurde die wenig umfangreiche städtische Viehtrift bei Memel teilweise mit Sand überweht, daß die Memeler Bürger das Vieh von Bommelsvitte nicht mehr zur Mitweide zuließen. Die eigentliche allgemeine Versandung der Gegend trat aber erst viel später ein als Folgeerscheinung der starken Abholzungen, die

[1]) Joh. Sembritzki, Geschichte der Kgl. Preuß. See- und Handelsstadt Memel. (Memel 1900).

die Russen im Jahre 1759 während ihres Aufenthaltes in Memel in den Waldungen auf der Nehrung und besonders im Mellneragger Walde vorgenommen hatten. Der vom heutigen Leuchtturm am Memeler Tief bis zur Holländischen Mütze auf dem breiten alten Ostseestrand am Fuße der Geschiebemergel-Kliffküste entlangziehende Mellneragger Wald war bis zum Siebenjährigen Krieg recht geschont, aber dann von den Russen derart ausgeholzt und verwüstet worden, daß er von der Forstverwaltung als nicht mehr lohnend aufgegeben und den zum freien Holzempfang Berechtigten zur völligen Ausnutzung überlassen werden mußte. Bald setzte nun in diesem dem Spiel der Winde preisgegebenen Küstenvorland eine ungemein starke Flugsandbildung ein, die überall die Versandung weit in das bisher fruchtbare Binnenland hineintrug. Schon 1796 war die städtische Ziegelei an der Libauer Straße von Versandung stark bedroht. Im Jahre 1798 bot die Regierung einen Teil des ehemaligen Mellneragger Waldes der Stadt Memel zum Eigentum an gegen die Verpflichtung, das Gebiet wieder aufzuforsten und so der weiteren Versandung Einhalt zu tun. Eigentümlicherweise aber lehnte die Stadt Memel diesen Vorschlag ab. In dem nächsten Jahrzehnt nahm die Versandung der Umgegend von Memel in außerordentlichem Umfange zu, ohne daß dagegen eingeschritten wurde. Im Jahre 1809 war schon das Swianeflüßchen in seinem oberen Laufe fast ganz verschüttet. Das Vorwerk Charlottenhof, das bis 1808 noch vorzüglichen Lehmboden besaß und eine Ernte von 50 Scheffeln Aussaat und 16 große Fuder Heu geliefert hatte, war einige Jahre darauf ganz versandet. Da endlich entschloß man sich zur Wiederaufforstung, nachdem im Mai 1809 etwa 23 Hufen in der Umgebung des Leuchtturms in den Besitz der Stadt übergegangen waren. Im Jahre 1810 wurde mit den Pflanzungen begonnen. Hohe Strauchzäune zum Festhalten des wehenden Sandes wurden angelegt, Setzweiden gepflanzt und Kiefernzapfen gesät. Aus diesen Aufforstungen entstand dann allmählich die Stadtplan-

tage, die in den nächsten Jahrzehnten um weitere 479 Morgen, die ganze frühere Mellneragger Forst, erweitert wurde. Am Rande des Flugsandgebietes wurden hohe Fangzäune als sog. »Sandwehren«[1]) errichtet, um die weitere Versandung des noch fruchtbaren Hinterlandes zu verhindern. Gleichzeitig wurde am Rande der hohen Kliffküste in der Umgebung der heutigen Seepalwe zur Aufforstung des dortigen Gebietes vom Staate eine Försterei angelegt, die später den Grundstock einer neuen Siedelung und eines nach der alten Försterei genannten Seebades Försterei bildete. Mit dem allmählichen Aufwachsen des neuen Waldes war zwar die Gefahr weiterer Versandungen beseitigt; die gewaltigen Schäden aber, welche die in den Jahren 1790—1812 in der Hauptsache gebildete Flugsandebene zwischen Memel und der Holländischen Mütze der nördlichen Umgebung von Memel zugefügt hatte, waren nicht wieder gutzumachen. Im nördlichen Teile der Flugsandebene, im Bereiche der Ortschaften Karkelbeck, Darguszen, Szeipen-Thoms und Nimmersatt, entwickelte sich auf dem allmählich zur Ruhe gekommenen Flugsandgebiet eine, den Bodenverhältnissen entsprechend, bescheidene Viehzucht und Landwirtschaft. Für die Stranddörfer Karkelbeck und Nimmersatt, die vorwiegend von Fischerei leben, dient die wenig ertragreiche Landwirtschaft lediglich den eigenen wirtschaftlichen Bedürfnissen, die beiden anderen Dörfer besitzen nebenbei noch größere Bezirke mit fruchtbarem Lehmboden, so daß dort die Landwirtschaft auch für sich allein lohnend ist. Zum Schutze gegen weitere Versandung sind die Gehöfte und oft auch Ackerbezirke mit 1—3 m hohen, künstlich durch Fangzäune angehegerten Sandwällen umgeben, eine Erscheinung, die für diese Gegend besonders charakteristisch ist. Von großer landwirtschaftlicher Bedeutung für diese dürftigen Sandböden ist die auffällig günstige Düngewirkung des Bestreuens

[1]) Die Lage dieser Sandwehren ist auf der geologischen Spezialkarte Blatt Memel sowie auf der hier beigegebenen Übersichtskarte (Fig. 1) deutlich erkennbar.

der Äcker mit Seetang, der bei dem Bernsteinfischen [1]), das hier seit alters nach jedem Sturme betrieben wird, als Nebenprodukt auf den Strand gezogen und als natürliches Düngemittel auf die Äcker gefahren wird. Die ausgezeichnete Wirkung des Seetangs als Düngemittel [2]) zeigen oft nebeneinanderliegende Felder. Während das ungedüngte Feld einen ganz lichten, gelblichen Getreidebestand von kaum 30 cm Höhe aufweist, sind die mit Tang gedüngten Felder dicht mit tiefgrünem, zur Erntezeit 1,20—1,50 m hohem Getreide bestanden. Übrigens besitzen die an und für sich geringen Grundwasserschwankungen sowohl für Acker- wie Weideland eine weitgehende Bedeutung; in heißen, trocknen Sommern ist der Ertrag oft äußerst gering.

Die Entstehung der ausgedehnten Flugsandebene von Memel bis Nimmersatt ist auf die immer mehr sich verbreiternde sandige Uferstrandzone zurückzuführen. Das Ostseeufer schreitet in dieser Gegend nicht zurück — im Gegensatz zur Samlandsteilküste —, sondern rückt durch neue Absätze weiter vor. Nachdem der Einbruch der Ostsee in das Gebiet des heutigen Kurischen Haffes die steile Geschiebemergel-Kliffküste von Memel bis Nimmersatt geschaffen, begann dann allmählich wieder die Anlandung, der Küstenausgleich, vor allem durch die Bildung der Kurischen Nehrung, die nicht nur, wie bisher

[1]) Die aus der ursprünglichen Lagerstätte in der blauen Erde der Samlandküste von der Seebrandung ausgewaschenen Bernsteinstücke werden von den Wellen infolge ihrer geringen Schwere weit in See getragen, bis sie sich in den großen Tangfeldern auf dem Meeresboden verstricken. Bei Sturm werden die Tangmassen losgerissen und treiben, zusammen mit den eingeschlossenen Bernsteinstücken, in oft mehrere Hundert Meter langen dunkelfarbigen, geschlossenen Massen der Küste entlang.

[2]) Die verschiedenen Tangarten haben sehr verschiedenen Düngewert, ein Umstand, auf den in der Literatur über Tangverwertung leider bisher nicht aufmerksam gemacht wird. Die Strandbevölkerung von Nimmersatt, Karkelbeck und Mellneraggen benutzt wohlweislich den gewöhnlichen Blasentang als Düngemittel nicht, sondern die hier recht häufige Rotalge (*Furcellaria fastigiata* (*Huds.*) Lamour), die nach Untersuchungen im Chemischen Laboratorium der Geologischen Landesarstalt selbst im getrockneten Zustande noch den ungewöhnlich hohen Gehalt von 3,4 % Stickstoff aufweist.

angenommen, bis zum Memeler Tief reicht, sondern darüber hinaus über Mellneraggen und Seebad Försterei, wo die alte Kliffküste sich anlehnt und bis zur Holländischen Mütze zieht. Von dem Landvorsprung an der Holländischen Mütze bis zu jenem nordwestlich des kleinen Plazis-Sees ist keine Anlandung, aber auch kein Küstenabbruch wahrzunehmen, während dann weiter nördlich wieder ein neues breites Küstenvorland an Nimmersatt vorbei bis über die russische Grenze hinaus sich erstreckt. Im benachbarten russischen Kurland, vor allem südwestlich von Libau, erreichen diese jungen Anlandungen der Ostsee außerordentliche Ausdehnung. Diese breiten Küstenstrandzonen mit ihren trockenen, zur Flugsandbildung neigenden großen Sandflächen haben die Bildung der Flugsandebenen im Küstenhinterland ermöglicht.

Berlin, den 26. April 1915.

Ergänzende Bemerkungen über die Untere Kreide Helgolands.

Von Herrn **E. Stolley** in Braunschweig.

Kürzlich veröffentlichte ich in diesem Jahrbuch (1914, Bd. 35, I, 3) einige neue Beobachtungen über die Kreide Helgolands, bei welcher Gelegenheit S. 569 auch des von DAMES[1]) beschriebenen Vorkommens eines offenbar in der Nähe anstehenden, bisher nur als Geschiebe gefundenen Brauneisenstein-Kalkkonglomerates mit Molluskenresten Erwähnung getan wurde, dessen Alter von DAMES nach der Bestimmung zweier Fossilien, *Terebratula depressa* LK. und *Pecten orbicularis* SOW., als cenoman angesprochen wurde. Früher als ich gedacht hatte, ist nun die noch ausstehende, von mir damals als sehr erwünscht bezeichnete völlige Sicherstellung dieses Gesteins innerhalb der zahlreichen Horizonte der Helgoländer Kreide gelungen. Ein derartiges, von Herrn Prof. Dr. R. STRUCK-Lübeck vor längeren Jahren auf Helgoland gesammeltes Geschiebe, das mir damals von dem Finder freundlichst für die Kieler Sammlung überlassen wurde, enthält auch spärliche Ammonitenreste, deren sichere Feststellung damals unterblieb. Herr Dr. HARBORT erkannte nun kürzlich darin ein *Oxynoticeras* (*Garnieria*) des Unterneocoms und gestattete mir, nachdem Herr Prof. E. WÜST mir das Geschiebe freundlichst übersandt und ich diese Deutung als zweifellos zutreffend bestätigt hatte, die Verwertung dieses

[1]) Über die Gliederung der Flözformationen Helgolands S. 15, 16 (Sitzungsber. d. Kgl. pr. Akad. d. Wiss. z. Berlin, mathem.-physik., Kl. 1893).

wichtigen Ergebnisses. An der Übereinstimmung des Geschiebes mit den von Dames geschilderten Stücken vom Unterlande Helgolands ist nicht im mindesten zu zweifeln, da die petrographische Charakterisierung derselben, wie Dames sie gab, Wort für Wort auf unser Geschiebe zutrifft. Auch letzteres »besteht aus einem äußerst zähen, splittrigen, grauen oder gelblichgrauen Kalk, in welchem zahlreiche abgerollte, erbsen- bis bohnengroße Brauneisensteinbrocken neben kleinen Brauneisensteinkügelchen liegen. Je nachdem die ersteren oder die letzteren vorwalten, macht das Gestein den Eindruck eines Bohnerzes oder eines Eisenooliths. Sehr sparsam treten abgerundete, weiße oder glashelle Quarzkörner, etwas häufiger Kohlenstückchen, auf«. Die Quarzkörner sind in unserem Geschiebe stellenweise recht zahlreich vorhanden, die Kohlenstückchen dagegen sehr spärlich. Die Ammonitenreste, die dasselbe enthält, sind zwar sehr fragmentär, doch ist nicht im mindesten zweifelhaft, daß einer derselben einem *Oxynoticeras (Garnieria)* des Unterneocoms angehört, wobei zweifelhaft bleibt, ob *Garnieria heteropleura* oder *G. Gevriliana* oder etwa eine der neuen, augenblicklich von Herrn v. Koenen bearbeiteten Arten vorliegt. Der anscheinend steile Nabelabfall spricht für *Garnieria Gevriliana* d'Orb., weswegen ich das Stück hier als *G.* cf. *Gevriliana* d'Orb. bezeichne. Außer den sehr deutlichen Loben, die den unverkennbaren Charakter der Gattung *Garnieria* tragen, aber als Unterscheidungsmittel der beiden genannten Arten nicht verwendet werden können, ist an weiteren Eigenschaften noch festzustellen: erstens die asymmetrische, auf die rechte Flanke gerückte Lage des Sipho, ferner eine ausgeprägte Wellung der Externkante der inneren Windung, sowie eine dieser entsprechende Skulptur der Flanken, die besonders stark an der inneren Windung in die Erscheinung tritt und eher Berippung als Streifung genannt werden muß und auch noch, wenn auch abgeschwächt, an der äußeren Windung des kleinen Fragmentes, wo die Windung etwa 2 cm hoch ist, hier mehr in Gestalt flach vertiefter Einfurchungen zwischen breiteren Erhebungen, erkennbar ist. Es ist dies eine Skulptur, die über den Charakter der von Neumayr

und Uhlig bei *Garnieria heteropleura* erwähnten feinen Sichelrippen hinausgeht, die aber in ähnlicher Weise an manchen, besonders jungen Garnierien von Sachsenhagen in Schaumburg-Lippe und Gronau i. W. zu beobachten ist. Ich möchte darin vorderhand wenigstens kein trennendes Merkmal sehen und belasse, zumal bei dem sehr fragmentären Zustand des einzigen Stückes von Helgoland, dieses bei *G. Gevriliana* d'Orb.

Das Geschiebe von Helgoland enthält außerdem noch ein zweites, kleineres Ammonitenfragment, dessen Berippung mit Bestimmtheit auf einen *Polyptychites* des Unteren Neocoms hinweist. Garnierien und Polyptychiten finden sich aber zusammen in Norddeutschland, wie v. Koenen und ich[1]) gezeigt haben, häufiger nur in der obersten Zone der Oxynoticeren- bezw. Garnierien-Schichten, die ich als die des *Polyptychites diplotomus* v. Koenen ausgeschieden habe, bei Sachsenhagen in Schaumburg-Lippe, sowie bei Bentheim in Westfalen. Ganz vereinzelte Polyptychiten kommen auch schon in den tieferen Schichten der Garnierien vor. Die Zweischalerreste des Geschiebes beschränken sich auf den Abdruck einer kleinen, durch wenige starke konzentrische Runzeln gekennzeichneten *Astarte* und auf mehrere *Pecten*-Individuen, die alle der gleichen Art, nämlich *Pecten germanicus* Wollem. var. *Lohmanni*, und nicht dem jüngeren *Pecten orbicularis* angehören. Terebratulen enthält das Geschiebe nicht, doch ist nach den einwandfreien Deutungen der genannten Fossilreste nicht daran zu zweifeln, daß auch die *Terebratula depressa* Lk. bei Dames eine neocome Form sein wird.

Die Möglichkeit, daß neben unterneocomem Eisensteinkonglomerat auch ein ähnliches Gestein cenomanen Alters bei Helgoland vorkommen könnte, halte ich für völlig ausgeschlossen, da, wie oben gezeigt wurde, der sehr bezeichnende petrographische Charakter der angeblichen Cenoman-Geschiebe völlig demjenigen unseres Neoocomgesteins entspricht, und außerdem der dem *Pecten germanicus* var. *Lohmanni* in der Tat nicht unähnliche kleine *Pecten*

[1]) Die Gliederung der norddeutschen Unteren Kreide, S. 7, 8 (Centralblatt f. Mineralogie usw., 1908). Zur Kenntnis der Unteren Kreide Norddeutschlands, 1908 (ebendort S. 753, 754).

orbicularis Sow. bei Dames das häufigste Fossil sowohl der älteren Funde, wie unseres Geschiebes ist.

Damit hat eine weitere wesentliche Frage über die Entwicklung gewisser Kreide-Horizonte von Helgoland ihre erwünschte Lösung erfahren.

Der konglomeratische Charakter des Gesteins macht es wahrscheinlich, daß wir hier die tiefste bei Helgoland überhaupt jemals entwickelte Stufe des Neocoms vor uns haben, wobei die Möglichkeit besteht, daß nicht nur die obersten Schichten der Oxynoticeren-Stufe, sondern deren Gesamtheit bei Helgoland den Charakter einer Brauneisenstein-Konglomeratbildung besessen hat. Es deutet sich hier zweifellos ein Transgressionsvorgang an, der hier nach einer zum mindesten die ganze Juraperiode umfassenden Festlandszeit ein Sediment zur Ablagerung brachte, dessen Analogie zu den Bildungen des Hilskonglomerates, Hilseisensteins und diesen nahestehenden eisenoolithischen Kalksteinen der Unterkreide im subhercynen Gebiete augenfällig ist. Insonderheit gleicht das Helgoländer Geschiebe ganz auffällig den eisenoolithischen Mergelkalken vom Elligserbrink und Hilsborngrund im Hils und aus der alten Tongrube von Hoheneggelsen.

Freilich sind die Helgoländer und die subhercynen Konglomerate nicht ganz gleichalterig, indem letztere, wie ich des Näheren gezeigt habe[1]), frühestens zur Zeit der Dichotomiten-Schichten des Unterneocoms begannen und spätestens zur Zeit der oberen Simbirskiten-Schichten endigten, um normalen Tonabsätzen Platz zu machen. Waren es am Harzrande und im Hilsgebiet also höher unterneocome und mittelneocome Horizonte, die ihren konglomeratischen oder eisenoolithischen Charakter der Nähe des vom Ende der Jurazeit an sich aus dem Meere emporwölbenden festen

[1]) a. a. O., S. 14. Einzig und allein ein Exemplar von *Polyptychites latissimus* N. u. U. aus gleichem Eisenoolithgestein von Hoheneggelsen deutet auf noch tieferes Unterneocom; die übrigen geblähten Polyptychiten von Hoheneggelsen dagegen, *Polyptychites sphaericus* v. K., *P. orbicularis* v. K., *P. gradatus* v. K., *P. multiplicatus* Roem., *P. nucleus* Roem., sind nach neuerdings von mir angestellten Vergleichen als Übergangsformen zwischen *Polyptychites* und *Astieria* zu deuten und in das höhere Unterneocom, unter die Zone der *Astierien*, zu setzen.

Lande des Harzgebietes herleiteten, so rückt im Gebiet um Helgoland die Lage des neocomen Grundkonglomerates tiefer, bis in die Schichten der Oxynoticeren (Garnierien) hinab. Bezogen Hilskonglomerat und seine Äquivalente ihren Gehalt an Brauneisenstein, Toneisenstein usw. aus den benachbarten, an Eisenstein reichen Ablagerungen des Unteren und Mittleren Jura, während das paläozoische und krystalline Grundgebirge des Harzes, als unter jüngeren Sedimenten verdeckt, noch kein Gesteinsmaterial zu liefern vermochte, so findet bei Helgoland eine, wenn auch meist spärliche Beteiligung von Quarzkörnern statt, die ihren Ursprung wohl in den krystallinen Gesteinen des skandinavischen Urgebirgsschildes nahmen, der in der Grenzzeit von Jura und Kreide weiter nach Süden als heutzutage gereicht haben dürfte, und an dessen Südrand sich der Reihe nach die mesozoischen Sedimente in einer meist die Küstennähe deutlich verratenden Gesteinsfacies ablagerten. Den Gehalt an Brauneisensteinbrocken und Eisenoolithkörnern verdankt das Helgoländer Gestein sicherlich auch benachbarten Juraablagerungen dieses Küstenrandgebietes, deren Reichtum an Eisengestein sowohl an den anstehenden Lias-Doggerbildungen Schonens und des Baltikums, wie an den auf die Nähe des Anstehenden deutenden Geschiebeanhäufungen in Schleswig-Holstein erkannt wird.

Die ausgeprägt küstennahe Facies dauerte um Helgoland vermutlich noch länger, vielleicht während des ganzen Unterneocoms an, indem jüngst[1]) von mir wahrscheinlich gemacht wurde, daß der eigenartige Sandstein mit dem chalcedonisierten *Hoplites helgolandicus* Stoll. dem höheren Unterneocom angehört. Erst das Mittelneocom mit der untersten Zone des *Hoplites* (*Neocomites*) *noricus* A. Roem. gewann eine dann in gleicher Weise fortschreitende tonige Entwicklung mit den bekannten, durch v. Koenen[2]) beschriebenen pyritisierten oder phosphoritisierten Ammonitenresten.

So vermehrt sich uns ständig die Zahl der bei Helgoland ehe-

[1]) a. a. O., S. 573, 574.

[2]) Über die Untere Kreide Helgolands und ihre Ammonitiden (Abh. d. kgl. Ges. Wiss. in Göttingen, mathem.-physik. Kl., N. F. 3 Nr 2, 1904).

mals zur Ablagerung gelangten Horizonte der Kreideformation und läßt schließlich eine Vollständigkeit derselben erkennen oder voraussetzen, die in nichts hinter derjenigen des subhercynischen und diesem sich anschließenden norddeutschen, wie des westlicheren englischen Verbreitungsgebietes der Unter- wie Oberkreide zurücksteht.

Braunschweig, den 8. April 1915.

Über Kreideversteinerungen von Sachalin.

Von Herrn **Joh. Böhm** in Berlin.

Hierzu Tafel 29.

Als eine Frucht seiner 1860 nach dem Amurgebiet unternommenen Reise veröffentlichte Fr. Schmidt[1]) 1873 die Beschreibung einer fossilen Fauna, die er mit seinem Begleiter Herrn v. Glehn auf Sachalin am Kap Jonquière (Dui bei Fr. Schmidt[2])) gesammelt hatte. Es sind dies:

Nautilus pseudo-elegans d'Orb.
Ammonites Velledae Mich.
» *Sacya* Forb. var. *sachalinensis* Schmidt
» *Timotheanus* Mayor
» *peramplus* Mant.
Trachytriton sachalinensis Schmidt
» *duiensis* Schmidt
Solariella radiatula Forb.
Helcion giganteus Schmidt
Patella sp.
Pholadomya sachalinensis Schmidt
» *Glehni* Schmidt
Protocardium sp.
Trigonia sp.

[1]) Fr. Schmidt: Über die Petrefakten der Kreideformation von der Insel Sachalin. Mém. Acad. Imp. Sci. St. Pétersbourg (7) 19 (3), 1873.

[2]) Wie Michael (Über Kreidefossilien von der Insel Sachalin. Dieses Jahrb. für 1898, S. 154) bemerkt, ist Kap Jonquière mit Kap Dui (richtiger Duê) ident.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Cucullaea striatella Mich.
» *sachalinensis* Schmidt
Macrodon japeticum Forb.?
Inoceramus digitatus Sow.
Rhynchonella plicatilis Sow.

Hinsichtlich des Alters der Fauna, die »nach den reichlichen Patellen und einigen allerdings seltenen Bruchstücken von verkiestem Holz (bei Dui) zu urteilen, in keinem tiefen Meeresbecken abgelagert sind, wofür immerhin die Rhynchonellen sprechen würden«, kam Schmidt[1]) zu dem Schluß, daß »bei der Anerkennung einer großen Verwandtschaft mit der südindischen Kreideformation, namentlich mit deren unteren Gliedern, der Ootatoor- und Trichonopoly-Gruppe, die Sachalinschen Ablagerungen vorläufig mit den mittleren Gliedern der Kreideformation (dem Cenoman) in Europa zu vergleichen und das Endresultat von einer vollständigen Ausbeutung auch der übrigen Sachalinschen Kreidelokalitäten (außer Dui) zu erwarten« sei.

Jimbo[2]) fügte zu den Cephalopoden

Lytoceras sp. nov. cf. *denseplicatum* Jimbo

hinzu.

Der Zweifel, mit dem Schmidt seine Altersbestimmung begleitete, fand sehr bald durch Schlüter seine Bestätigung. An der Hand der auf vergleichenden Beobachtungen an norddeutschen und texanischen Senonfaunen begründeten Ergebnisse wies Schlüter[3]) darauf hin, daß *Inoceramus digitatus* Sow. und der mit ihm eng verwandte *In. undulato-plicatus* F. Roem., die beide Fr. Schmidt zu einer Art zusammengezogen hatte, eine jüngere Stufe der Kreideformation, den Emscher, kennzeichnen.

Neue Aufsammlungen am Kap Jonquière boten Michael und Yabe Gelegenheit, die älteren Bestimmungen einer Überprüfung zu unterziehen und die Andeutung Schlüter's, daß die

[1]) Fr. Schmidt: a. a. O. Sachalin, S. 8.

[2]) Jimbo: Beiträge zur Kenntniss der Kreideformation von Hokkaido. Paläont. Abhdl. N. F. 6 (3), S. 149. 1894.

[3]) Schlüter: Kreide-Bivalven. Zur Gattung *Inoceramus*. Palaeontogr. 24, S. 268, 270. 1877.

Anwesenheit der genannten Inoceramen-Gruppe auf Sachalin auch das Emscher- bezw. untersenone Alter der sie einschließenden Schichten wahrscheinlich mache, zu bejahen.

Michael[1]) erkannte *In. digitatus* Fr. Schmidt als eine selbständige Form, für die er den Namen *In. Schmidti* in Vorschlag brachte, und gesellte zu den Ammoniten

Pachydiscus cf. *Denisonianus* Stol. sp.

Unter Berücksichtigung der Bemerkungen, welche Jimbo, Yokoyama und Kossmat bei Gelegenheit ihrer Darstellungen japanischer bezw. indischer Kreidefaunen an die sachalinschen Cephalopoden geknüpft hatten, setzte Yabe[2]) als Folge kritischer Besprechung an Stelle der bisherigen Liste die folgende:

Phylloceras cf. *ramosum* Meek
Gaudryceras striatum Jimbo
Tetragonites Timotheanum Mayor?
Pachydiscus cf. *Jimboi* Kossmat
» cf. *Haradai* Jimbo,

zu denen

Puzosia cf. *japonica* Yabe
» sp. indet.

hinzukommen.

Die geologisch-paläontologische Abteilung des Naturhistorischen Museums in Hamburg bewahrt vom Kap Jonquière eine kleine Anzahl von Versteinerungen, auf die Herr Gottsche, der inzwischen verstorbene Direktor der Abteilung, die Aufmerksamkeit des Herrn Landesgeologen Michael nach Erscheinen seines Aufsatzes lenkte. Da jedoch zunehmende Amtsgeschäfte meinem Kollegen nicht die Muße zur Beschreibung dieser neuen Fauna gewährten, vertraute er sie mir mit Zustimmung des Herrn Gürich, des derzeitigen Direktors der genannten Sammlung, an. Beiden Herren sei auch an dieser Stelle mein verbindlicher Dank dafür ausgesprochen.

---

[1]) Michael: a. a. O. Sachalin, S. 162.

[2]) Yabe: Zur Stratigraphie und Paläontologie der Oberen Kreide von Hokkaido und Sachalin. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. 61, S. 428—434. 1909.

Die Fauna, die das bisherige Bild derselben erweitert, besteht aus Pelecypoden, unter den auch *Pholadomya Glehni* Fr. Schmidt sich befindet, und Gastropoden. Jedoch mußte ein Teil davon zurückgelegt werden, da die Erhaltung zu ungünstig war. Das Gestein, ein sehr feinkörniger Sandstein, ist außerordentlich zähe, so daß von der Präparation des Pelecypoden-Schlosses mit Ausnahme des von *Nucula (Acila) Gottschei* nov. sp. Abstand genommen werden mußte. Auf den Steinkernen ist auch kein Abdruck des Mantelrandverlaufes, des Umrisses oder der Stärke der Muskeleindrücke erhalten geblieben, so daß eine Zuweisung der Tellinen zu einer der Untergattungen der Familie sich nicht durchführen ließ.

Pelecypoda.

Pecten (Chlamys) digitalinus nov. sp.

Taf. 29, Fig. 10.

Höhe 13 mm, Länge 12 mm.

Der Skulptursteinkern, an dessen Wirbel noch ein Teil der Schale erhalten ist, ist flach, von angenähert kreisförmigem Umriß und mit neun ebenen, vom Wirbel zum Schalenrande hin sich rasch verbreiternden Rippen verziert, die durch schmale Furchen getrennt werden. Konzentrische Streifung kräftig. Ohren nicht erhalten.

Von *Pecten carlottensis* Whiteaves[1]) und *P. (Chlamys) amapodensis* Griesb.[2]) unterscheidet sich *P. digitalinus* durch geringere Zahl und daher breitere Rippen.

Nucula (Acila) Gottschei nov. sp

Taf. 29, Fig. 5—7.

Länge 22 mm, Höhe 18 mm, Dicke (Einzelklappe) 3 mm.

Schale quer-eiförmig, mäßig gewölbt, sehr ungleichseitig.

---

[1]) Whiteaves: Mesozoic fossils. 1. On the fossils of the coal-bearing deposits of the Queen Charlotte Islands. Geol. Nat. Hist. Surv. Canada 1884. S. 251, t. 33, f. 7.

[2]) Woods: The cretaceous fauna of Pondoland. Ann. South Afric. Mus. 4, S. 295, t. 35, f. 7—9. 1906.

Der nach hinten und innen geneigte, spitze Wirbel ist bei 21 mm Schalenlänge bei 14 mm Abstand vom Vorderrande gelegen. Der vordere Schloßrand senkt sich rasch zu dem fast senkrecht abgestutzten Vorderrande hinab und geht mit Abrundung der unteren Ecke in den schwach gebogenen Unterrand über. Der hintere Schalenteil ist erheblich kürzer und sein Rand gebogen.

Die schmale Area reicht bis etwa zur halben Schalenhöhe. Die Oberfläche ist mit groben, am Wirbel durch linienartig vertiefte, auf der unteren Schalenhälfte sich verbreiternden Rippen bedeckt, die beiderseits einer, vom Wirbel zur Mitte des Unterrandes gedachten, Diagonale in spitzem Winkel abbiegen und auf die Area fortsetzen. Gleich kräftige Anwachsstreifen durchschneiden die Radialrippen und erzeugen mit ihnen auf den Kreuzungspunkten Knötchen. Nahe dem Unterrand erlöschen die Rippen.

Schalenrand glatt.

Das Schloß zeigt die für die Gattung charakteristische Zahnbildung.

Als *Trigonia* sp. bildete Fr. Schmidt[1]) eine Bivalve ab, die der Beschreibung und der auf der Zeichnung wiedergegebenen Zahnbildung nach ebenfalls der Gattung *Nucula (Acila)* angehört; jedoch sind Umriß und Verzierung anscheinend infolge ungünstiger Erhaltung so skizzenhaft wiedergegeben, daß die Wahrscheinlichkeit einer Identität von *Trigonia* sp. und *Acila Gottschei* zurzeit hier nur angedeutet werden kann.

Tellina clivosa nov. sp.

Taf. 29, Fig. 9.

Höhe 22 mm, Länge 33 mm, Dicke (Einzelklappe) etwa 3 mm.

Länglich quer-oval, sehr ungleichseitig. Wirbel klein, niedrig, im hinteren Drittel der Schalenlänge gelegen. Der langsam absteigende vordere Schloßrand geht mit Abrundung in den konvex gebogenen Vorderrand über. Der Unterrand verläuft in der vorderen Schalenhälfte mit flacher Kurve bis zu dem

[1]) Fr. Schmidt: a. a. O. Sachalin, Taf. 5, Fig. 2—4.

Punkte, wo ihn ein vom Wirbel gefälltes Lot trifft, und steigt alsdann zur hinteren unteren Ecke ziemlich geradlinig auf. Dadurch wird der hintere Schalenteil gegenüber dem vorderen erheblich verschmälert. Der kurze hintere Schloßrand fällt rasch zu dem fast gerade abgestutzten Hinterrande ab, der seinerseits mit dem Unterrande in einer Ecke zusammentrifft.

Die Schale ist in ihrem vor dem Wirbel gelegenen Teile gewölbt, flacht sodann nach hinten zu der Tellinenfalte ab, vor der sie sanft einbiegt. Die Falte ist, wenn auch seicht, doch deutlich ausgeprägt und jederseits von einer Kante — die hintere ist kräftiger als die vordere — begrenzt. Ein schmales Feld trennt die Falte von dem Schloßrande.

Oberfläche konzentrisch gestreift.

Tellina accedens nov. sp.

Taf. 29, Fig. 8.

Länge 38 mm, Höhe 25 mm.

Von *Tellina clivosa* unterscheidet sich diese Form bei gleichartigem Umriß durch die fast zentrale Lage des Wirbels, die gleichmäßige Wölbung der Oberfläche und den durchgehends bogigen Verlauf des Unterrandes. Die Tellinenfalte ist seicht, jedoch deutlich erkennbar, wenn auch die Schalenwölbung in sie ohne Begrenzung durch eine Kante, wie sie bei *T. clivosa* vorhanden ist, übergeht.

Tellina Michaeli nov. sp.

Taf. 29, Fig. 11.

Länge 29 mm, Höhe 17 mm, Dicke (Einzelklappe) 5 mm.

Quer-oval, ungleichseitig, gleichmäßig gewölbt. Der hinter der Mitte gelegene Wirbel ist nach innen gewendet. Der vordere Schloßrand ist konvex gebogen, der hintere kürzer als jener und fällt rasch ab, wodurch die vordere Schalenpartie, wie bei *T. clivosa*, höher ist als die hintere. Vorderrand gerundet. Der fast geradlinige Unterrand steigt langsam zum gerade abgestutzten Hinterrand an. Die beiden unteren Ecken abgerundet.

Schale dünn, fein konzentrisch gestreift. Tellinenfalte nicht vorhanden.

Pleuromya cuneiformis nov. sp.

Taf. 29, Fig. 1 a, b, c, 2, Textfig. 1, 2.

Länge	rd. 45	rd. 60 mm
Höhe	35	35 »
Dicke (Doppelklappe)	19	25 »



Pleuromya cuneiformis nov. spec. Nat. Gr.

Die zahlreichen, jedoch zumeist mehr oder weniger vollständigen Exemplare liegen infolge ihrer Dünnschaligkeit in deformierter Erhaltung vor.

Oval, nach rückwärts stark verlängert, sehr ungleichseitig, wenig ungleichklappig, vorn gewölbt. Die Wirbel sind niedrig, nach innen und vorwärts gerichtet und in etwa dem vorderen Drittel der Gesamtlänge gelegen. Die rechte Klappe ragt etwas höher als die linke auf.

Vorderrand stark gekrümmt; Unterrand wenig konvex gebogen, fast geradlinig; Hinterrand schwach gekrümmt. Die Schale hat die Gestalt eines quer liegenden Keiles, dessen stumpfe Fläche gewölbt, dessen Schneidseite abgestutzt ist. Die Schale hat in einer vom Wirbel zur vorderen unteren Ecke ziehenden Diagonale ihre größte Dicke, vor der sie rasch zum Vorderrande, hinter der sie allmählich und sanft zu dem schmal klaffenden Hinterrande abfällt.

Oberfläche grob konzentrisch gestreift.

Gastropoda.

Natica (Lunatia) prunus nov. sp.

Taf. 29, Fig. 4a—c.

Das eiförmige Gehäuse besteht aus vier allmählich an Breite, rasch an Höhe zunehmenden gewölbten Umgängen. Die oberen drei bilden ein niedriges Gewinde, so daß auf etwa 24 mm Gesamthöhe etwa 19 mm auf die seitlich abgeflachte Schlußwindung entfallen. Die Mündungsebene ist, der kräftigen Anwachsstreifung nach, schief zur Gehäuseachse geneigt; Außen- und Vorderrand sind nicht erhalten.

Basalseite sehr schmal, gerundet. Innenlippe fast gerade, leicht verdickt. Nabel eng, ohne Funiculus.

Turritella telum nov. sp.

Taf. 29, Fig. 3.

Gehäuse schlank, turmförmig. Die vier erhaltenen, anscheinend dessen mittlerem Teil angehörigen Windungen sind flachkonvex, an der Naht deutlich gegeneinander abgesetzt und mit gleichweit abstehenden feinen Spirallinien verziert.

Berlin, den 9. Mai 1915.

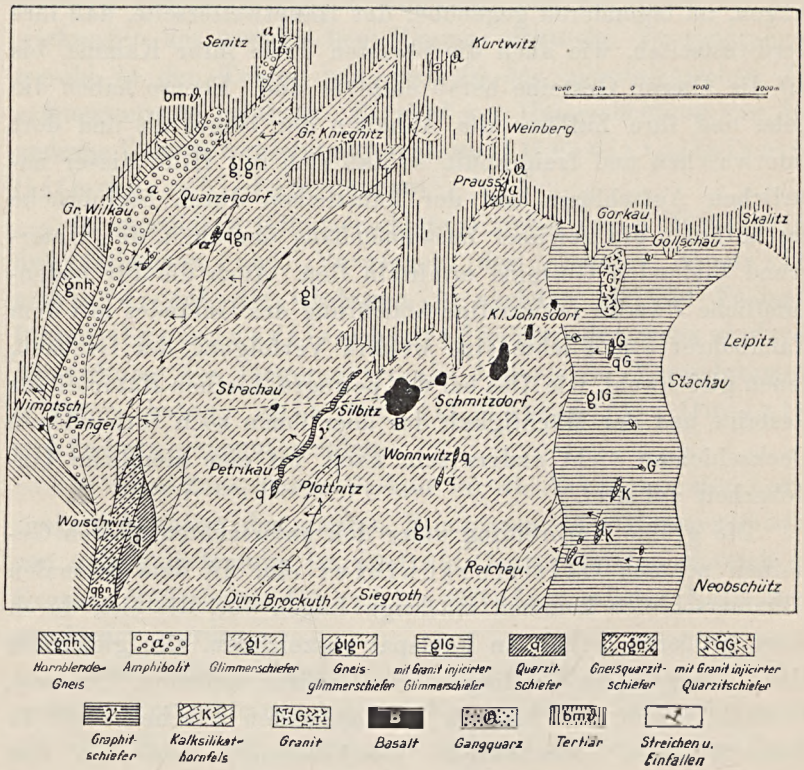
Die krystallinen Schiefer östlich Nimptsch.

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

Mit 2 Figuren und 1 Texttafel.

Im folgenden werden die östlich Nimptsch zwischen Großer Lohe und Ohle anstehenden älteren Gesteine besprochen. Das untersuchte Gebiet reicht südwärts bis zu einer von O. nach W. durch das Dorf Dürr-Brockuth (südöstlich von Nimptsch) gelegten Linie (siehe die Karte). Die letzte eingehendere Darstel-

Figur 1.



lung in geologischer Beziehung hatten die von den genannten Grenzen umschlossenen Gesteine durch G. Rose in Roth's Erläuterungen zu der Geognostischen Karte vom Niederschlesischen Gebirge und den umliegenden Gegenden gefunden, woselbst auch die ältere Literatur angegeben ist.

Orographie und geologischer Überblick.

Das Gebirge setzt sich in der genannten Gegend aus drei in gleicher Richtung von NNO. nach SSW. verlaufenden Hügelreihen zusammen, die kulissenartig von O. nach W. hin mehr und mehr in nördlicher Richtung hervortreten. Obgleich der Löß eine — bis zu 10 m anwachsende — mächtige Decke über allen älteren geologischen Formationen bildet, so bewirkte doch die Orientierung der Höhenrücken zu den Haupthimmelsrichtungen, im besonderen gegenüber der Hauptwetterseite, daß ihre Nordwestseiten, wie auch die obersten Teile ihrer Kämme, bis auf die älteren Gesteine herab entblößt sind. Ebenso haben die Lohe und ihre Zuflüsse die Abhänge der Hügel da und dort unterwaschen und freigespült, so daß sich mit Hilfe dieser natürlichen Aufschlüsse und der künstlichen durch Steinbrüche geschaffenen ein gewisser Zusammenhang der alten, den Untergrund bildenden Gesteine ermitteln ließ. Auch die für bodenkundliche Zwecke notwendige Abbohrung des Geländes mit dem Handbohrer ermöglichte eine weitere Verfolgung der Grenzen, denen gleichwohl, wie dies bei der petrographischen Natur dieser Gesteine und der Mächtigkeit der über ihnen noch vorhandenen Deckschichten nicht anders sein kann, oft eine ziemliche Unsicherheit anhaftet.

Die größte Verbreitung unter den untersuchten älteren Gesteinen nehmen Glimmerschiefer ein. In dem normalen Glimmerschiefer kommen mächtige Lagen vor, die sich durch ihren größeren Gehalt an Feldspat auszeichnen, also gleichsam einen Übergang zu den liegenderen Gneisen andeuten. Ob diese Feldspatmassen, die bald in durchgehenden Flächen, bald in linsenförmigen, quarzhaltigen Anschwellungen zwischen den

Glimmerlagen auftreten, auf einen ursprünglichen Gehalt der in Glimmerschiefer umgewandelten Urgesteine zurückzuführen sind, oder ob sie infolge einer älteren granitischen Injektion in sie eingedrungen, ist heute schwer zu entscheiden. Auch die chemische Analyse kann darüber natürlich keinen Aufschluß geben. Im Gegensatz zu dem Hauptgestein der Glimmerschiefer werden sie Gneisglimmerschiefer genannt. Es ist aber zu bemerken, daß Übergänge zwischen beiden Gesteinen reichlich vorhanden sind. Ihre Trennung ist oft mit Schwierigkeiten verknüpft.

Schon in seinem äußeren Ansehen unterscheidet sich von den vorgenannten beiden Gesteinsarten ein Glimmerschiefer, der allein in der östlichen Hälfte des Blattes Nimptsch in nächster Nähe des Granits auftritt. Dieser Glimmerschiefer ist vollkommen von Granitgängen durchsetzt und hat durch die Einwirkungen des granitischen Magmas deutliche Veränderungen sowohl in der Textur wie auch in der mineralogischen Zusammensetzung erfahren. Er wird zur Unterscheidung von den anderen Glimmerschiefergesteinen »mit Granit injizierter Glimmerschiefer« genannt.

In sämtlichen Glimmerschiefern treten durch Zurücktreten des Glimmers und Vorwiegen des Quarzes Quarzitschiefer auf, die wiederum, je nachdem sie viel Feldspat führen, Gneisquarzitschiefer heißen oder, wenn sie durch Einwirkung des jüngeren Granits bedeutende Veränderungen erfahren haben, »mit Granit injizierte Quarzitschiefer« genannt werden.

In einer Zone, deren Verlauf für die Erkenntnis der Lagerungsverhältnisse des ganzen Komplexes der Glimmerschiefer von großer Bedeutung ist, sind die Quarzitschiefer so reich an Graphit, daß sie als Graphitschiefer auf der Karte ausgeschieden wurden.

Allen Glimmerschiefern sind Amphibolite eingelagert, meist in Form kleiner Linsen. Nur an einer Stelle bilden sie ein viele Kilometer langes und mehrere 100 m breites Band.

Ihr Verhalten innerhalb dieser Zone spricht dafür, daß dieser Amphibolit nicht in einem engeren Zusammenhang mit den östlich benachbarten Glimmerschiefern steht. Ähnlich verhält er sich zu einer auf der anderen Seite — also im Westen — angrenzenden Zone von Hornblendegneis, so daß es nicht ausgeschlossen ist, daß hier zwischen dem letztgenannten Gestein und dem Amphibolit, sowie zwischen diesem und den Glimmerschiefern größere Störungen durchsetzen.

Den von Granit injizierten Glimmerschiefern sind Kalksilikathornfelse eingelagert, deren Streichen und Fallen ebenso wie die schon erwähnten Graphitschiefer beweisen, daß der gesamte Komplex der Glimmerschiefer von einem ziemlich einheitlichen Streichen von NNO. nach SSW., entsprechend dem äußeren Verlauf der Hügelreihen, bei westlichem Einfallen beherrscht wird, trotzdem man aus der Beobachtung der einzelnen Aufschlüsse in den Glimmerschiefern selbst infolge der außerordentlichen Stauchung und Quetschung, die sie vielerorts erfahren haben, keine zuverlässigen Schlüsse in dieser Hinsicht ziehen kann. Das gleiche Streichen herrscht auch in der schon erwähnten Amphibolit- und Hornblendegneiszone.

Ob die Glimmerschiefer aus den sogenannten obersilurischen Schiefern der nördlich anstoßenden Gegenden (bei Stein) hervorgegangen sind, ist fraglich. Ein Beweis für das als obersilurisch angenommene Alter dieser Gesteine fehlt übrigens auch noch.

Die Hornblendegneise.

Die Hornblendegneise sind in einem Raume aufgeschlossen, der sich im Westen des Blattes Nimptsch in einer Breite von wenigen 100 m von dessen Südrand der Großen Lohe entlang bis über die zu Groß-Wilkau gehörige Ziegelei nordöstlich dieses Ortes erstreckt. Die Aufschlüsse liegen außer bei Nimptsch selbst nur an den Hängen des Ostufers dieses Flüßchens. Das Gebirge ist hier infolge seiner natürlichen Lage von jüngeren Schichten vielfach entblößt, da am Fuß der Hänge der Fluß die Felsen freigewaschen hat, zum anderen Teil

Wind und Wetter Löß und ältere diluviale Bildungen von jenen weggeweht oder herabgeschwemmt haben. Gleichwohl sind diese Gesteine auf weite Strecken noch mit einer so mächtigen Schicht dieser jüngsten Ablagerungen und auch von tertiären Tonen bedeckt, daß es nicht möglich ist, die gegenseitige Abhängigkeit der verschieden ausgebildeten Hornblendegneise im Gelände zu verfolgen, und man vielmehr in dieser Beziehung nur auf die Ergebnisse der petrographischen Untersuchungen der von den einzelnen Fundpunkten entnommenen Gesteine angewiesen ist.

Die Hornblendegneise bilden in dem genannten Gebiete mehr oder weniger dicke Bänke, deren Einfallen flach nach Westen gerichtet ist. So liegen die Schichten in den Brüchen östlich Nimptsch; Roth gibt für diese Gegend Streichen in Stunde 1—2, Fallen nach NW. flach an. In gleicher Weise verhalten sich die Gesteinsschichten weiter nördlich in dem Bruch hinter dem Gut in Groß-Wilkau; in ihrem nördlichsten Aufschluß, einigen kleinen, jüngst angelegten Steinbrüchen nordöstlich der Wilkauer Ziegelei, scheinen sie fast söhlig zu liegen, mit kaum merkbarem Einfallen nach Westen.

Da die auf dem benachbarten Blatte Lauterbach auf dem linken Loheufer anstehenden Hornblendegneise nach den Angaben Roth's sämtlich nach SO. einfallen, so hat man an eine muldenförmige Lagerung der Hornblendegneise, das heißt an einen symmetrischen Bau des älteren Gebirges zu beiden Seiten der Lohe gedacht, um so mehr, als sich im Bereiche der Nimptscher Hornblendegneise nach Osten hin häufiger eine Art sehr schiefriger Hornblendegesteine (Amphibolite) einstellt, wie man solche auch im Westen der Lauterbacher Hornblendegneise beobachtet hat. Ob jene Annahme berechtigt war, ist auch heute mangels neuerer Aufschlüsse noch unentschieden, doch ist kaum daran zu zweifeln, daß die Hornblendegneise zu beiden Seiten der Blattgrenze in engstem Zusammenhang miteinander stehen und dort den tieferen Untergrund des Lohetales bilden. Sie reichen nördlich bis in die unmittelbare Nähe von Heidersdorf, denn der aus dem Diluvium isoliert heraus-

ragende Mühlenberg südwestlich des genannten Ortes besteht noch aus demselben Gestein.

Von besonderen Einlagerungen, auf die weiter unten noch eingegangen wird, abgesehen, ist das Gestein grobkrystallin und besitzt Lagenstruktur, insofern als die Hauptgemengteile, Feldspat und Hornblende, wechselweise Lagen übereinander bilden. Überall dort aber, wo sich neben der Hornblende Biotit reichlicher einstellt, ist die Struktur mehr flaserig, so daß die Feldspäte von Biotit und Hornblende in gewundenen Lagen umhüllt und verwoben werden. Die Glimmer bilden dann bisweilen zusammenhängende, durch das Gestein zu verfolgende Häute. Da das Gestein einem starken Gebirgsdruck ausgesetzt war, findet sich nicht selten auch eine Art Mörtelstruktur, in welchem Falle größere Krystallindividuen in einem feinkörnigeren Gemenge von Feldspat, Quarz, Hornblende und Glimmerstücken liegen. Einem besonders starken Druck scheint ein gegenüber dem Bahnhof von Nimptsch, nördlich der Walkmühle, anstehendes, allerdings nur schlecht aufgeschlossenes Gestein, das zudem stark verwittert ist, ausgesetzt gewesen zu sein. Auf dem Längsbruch bilden die Feldspäte Lagen lang ausgezogener Linsen, die durch Schichten von viel Biotit mit völlig zersetzter Hornblende voneinander getrennt werden. Die Schichten sind nicht besonders dick, so daß das Gestein ein ziemlich schieferiges Aussehen gewinnt.

Das Gestein führt als Hauptgemengteile einen Plagioklas vom Charakter des Oligoklas-Albites, untergeordnet und nicht immer mit Sicherheit festzustellen Orthoklas und Hornblende. Ferner fehlt nie Quarz, obgleich er makroskopisch kaum hervortritt. Da die quarzhaltigen Hornblendegneise durch mancherlei Übergänge mit den Glimmergneisen verbunden sind, so fällt es nicht auf, daß sich auch Biotit in wechselnden Mengen findet, bisweilen bis fast zur Verdrängung der Hornblende. Als Nebengemengteile finden sich Apatit, Eisenerz, Titanit und seltener Zirkon, als Übergemengteile Epidot und namentlich dort, wo die Verwitterung des Gesteins schon stark angreifen

konnte, Chlorit, hervorgegangen aus der Zersetzung von Biotit oder Hornblende.

Die Plagioklase nehmen den größten Anteil des Gesteins ein. Ihre Formen sind rundlich, auch dicktafelig, ohne Krystallbegrenzung. Da sich zonare Struktur nicht selten beobachten läßt, ist aber aus deren Zeichnung die ursprüngliche Form vielfach zu rekonstruieren. Die Zonarstruktur ist übrigens meist nur an den abweichenden Auslöschungsschiefen in den einzelnen Schalen zwischen gekreuzten Nicols zu erkennen. Scharf und klar lamellierte albitische Zwillinge, nicht selten verbunden mit Periklinlamellen, erscheinen sehr häufig, oft kompliziert durch das Auftreten von Karlsbader Zwillingen. Wenn der Orthoklas nachgewiesen werden konnte, so erscheint er in gleichen Formen wie der Plagioklas, einfach oder als Karlsbader Zwilling.

Die Hornblende ist stets lauchgrün, im durchfallenden Licht bräunlichgrün mit kräftigem Pleochroismus. Sie tritt in prismatischer Form auf, hervorgerufen durch die Entwicklung des Prismas und oft des seitlichen Pinakoids. Terminale Endflächen fehlen.

Der Quarz ist im allgemeinen spärlicher vorhanden; er nimmt besonders Anteil an der Zusammensetzung der Ausfüllungsmasse zwischen den größeren einsprenglingsartigen Gemengteilen, hier meist in Körnern von unregelmäßiger Begrenzung, oder findet sich in granophyrischer Verwachsung mit dem Plagioklas, namentlich in randlichen Ausbuchtungen dieses letztgenannten Minerals.

Wo Biotit auftritt, bildet er braune, unregelmäßige Blätter, die oft im gleichen Sinne orientiert wie die Hornblende und dann auch mit ihr vergesellschaftet sind.

Alle vorgenannten Mineralien zeigen vielfach die deutlichen Zeichen einseitigen Gesteinsdruckes insofern, als nicht nur beim Quarz, sondern oft auch bei Feldspäten, der Hornblende und dem Glimmer die Auslöschung undulös erfolgt, Feldspäte und Hornblenden oft geknickt, auch zerbrochen sind, in

welchem Falle dann häufig die Bruchstellen bei den Feldspäten wieder mit Quarz verheilt sind.

Da das Gestein seit dem Abschluß der Tertiärzeit der Verwitterung ausgesetzt war, sind die obersten Schichten zum Teil stark zersetzt. Es spricht sich dies in der Neubildung von muscovitähnlichem Kaolin in den Feldspäten aus, womit eine deutlich festzustellende Abnahme ihres spezifischen Gewichtes verbunden ist; ferner in der Umbildung von Chlorit aus Hornblende und Biotit und aus der Neubildung von Epidot. Der Biotit nimmt durch Ausbleichung tombakbraune Farbe an. Der Epidot findet sich unter den Gemengteilen, durchzieht aber auch das ganze Gestein bisweilen netzförmig in Spalten. Frei aufgewachsen beobachtet man ihn in gelblichgrünen Nadeln in Drusen, zusammen mit Zeolithen (Desmin in strahlig-konzentrischen Büscheln und Heulandit in einzelnen dicken Säulchen) [1]).

Das Gestein findet sich in typischer Ausbildung bei der Steinmühle auf beiden Ufern der Lohe. Von hier berichtet G. Rose, daß der Gneis auf der Nordseite des Bruches bei der Mühle von einem Gang von feinkörnigem Syenit durchsetzt wird, der fast nur aus einem Gemenge von Feldspat und grünem, durch Verwitterung braun werdendem Glimmer zu bestehen scheint. Obgleich nur die südliche Grenze des Ganges gegen das Nebengestein zu beobachten war, konnte man seine Mächtigkeit doch auf 5—6 Fuß annehmen. Heut ist dieser Aufschluß nicht mehr sichtbar.

In der gleichen Ausbildung wie bei der Steinmühle findet sich der Gneis östlich Nimptsch, zu beiden Seiten des Lohebettes, im Steinbruch bei der Walkmühle und nordöstlich der Ziegelei von Groß-Wilkau, wo das Gestein unter den jüngeren Anschwemmungen der Lohe verschwindet.

Etwas abweichendes Aussehen erhält der bei der Aßmus-Mühle nördlich der Chaussee am Nordufer der Lohe anstehende

[1]) Dies. Jahrbuch für 1915, Bd. XXXVI, Teil I, S. 398.

Gneis dadurch, daß fast der gesamte Biotit durch Chlorit ersetzt ist. Das Gestein erhält dadurch einen grünlicheren Ton. Das gleiche gilt von dem östlich des Gutes von Groß-Wilkau am Abhang aufgeschlossenen Gestein. Auch hier findet sich der Biotit nur noch sehr selten in unzersetztem Zustand, während der Chlorit sich statt dessen reichlich breit macht.

In dem bei der Birkmühle anstehenden Gneis findet sich fast kein Biotit mehr, und der vorhandene weist grüne Farben auf. Der Biotit fehlt vollkommen in dem Hornblendegneis, der am Wege von Pangel nach Nimptsch ansteht. Die Feldspäte sind hier schwach rötlich gefärbt und stark zersetzt, und hier findet sich auch Epidot besonders reichlich und die schon genannten Zeolithe.

Der bei der Steinmühle anstehende Hornblendegneis wurde von Eyme analysiert und hat folgende Zusammensetzung:

SiO_2	60,41 %
TiO_2	0,37 »
Al_2O_3	15,92 »
Fe_2O_3	1,59 »
FeO	4,54 »
MnO	0,22 »
CaO	5,05 »
MgO	2,95 »
K_2O	3,92 »
Na_2O	3,42 »
H_2O	1,31 »
CO_2	—
SO_3	—
S	0,06 »
P_2O_5	0,58 »
	100,34 %

Wie schon erwähnt, tritt innerhalb der Hornblendegneise gegen ihre östliche Begrenzung hin infolge Überhandnehmens

der Hornblende ein amphibolitähnliches dunkelgrünes Gestein auf. Es bildet linsenförmige Einlagerungen und wurde bei der Stein-, der Walk- und der Birkenmühle beobachtet; es wird bei den Amphiboliten nochmals berücksichtigt werden.

Das in Bänken brechende Gestein, das sich nur zu Bruch- und Pflastersteinen, nicht aber zu Platten verarbeiten läßt, verwittert bröcklig, wobei die Hornblenden schließlich zu einer braunen, erdigen Masse zerfallen.

Die Amphibolite.

Die Amphibolite treten in einem einige 100 m breiten Streifen östlich des Hornblendegneises auf. Sie sind in einer Reihe von Steinbrüchen von der Walkmühle bei Nimptsch an, wo sie auch als Einlagerungen im Hornblendegneis beobachtet worden sind, bis zum nördlichsten Ausläufer des Gebirges, der östlich Senitz sich aus dem Vorland gleich südlich der Feldmühle erhebt, aufgeschlossen, und wo Steinbrüche fehlen, beweisen die zahlreich auf den Feldern zerstreuten Steine ihr Vorhandensein unter dem Löß bezw. anderen älteren diluvialen Bildungen. Im nördlichen Teil dieses über 4 km langen Streifens liegen die Schichten nur mit Verwitterungsschutt und Gehängelehm bedeckt frei zutage; in der südlicheren Hälfte, namentlich nördlich Neudeck, ist aber die Lößdecke so mächtig, daß ihr Durchstreichen unter dieser nur vermutet werden kann. Der südlich Vorwerk Karlshorst gelegene Hügel (259,2) gehört schon ins Grenzgebiet der sich östlich an die Amphibolite anschließenden Glimmerschiefer.

Das aus dunklen und hellen, zum Teil sehr feinen Lagen bestehende Gestein fällt, wo es anstehend beobachtet werden konnte, steil ein. Bei der Nimptscher Walkmühle streicht es wie der Hornblendegneis in Stunde 1—2 und fällt, wie Roth angibt, nach Osten; 100 m nördlich, beim Punkt 228,7 östlich vom Gut Wilkau, scheint es ebenso bei gleichem Streichen steil gegen den Berg, also nach Osten hin, einzufallen; ebenso auf dem Wege etwa 100 m südlich vom gleichen Punkte. Nördlich

von dem Wege, der von Groß-Wilkau nach Quanzendorf führt, hat man bei einem Streichen in Stunde 3—3,6 ein Einfallen von etwa 80° nach NW. beobachtet.

Wie oben bemerkt, setzt sich das Gestein aus dunkelgrünen und weißlichen Lagen zusammen, deren Mächtigkeit sehr wechselt. Feinste Schichtung findet sich neben etwas gröberer Bankung. Die dunklen Lagen herrschen vor und setzen sich aus Hornblende und Plagioklas zusammen. Die hellen Lagen bestehen fast nur aus Plagioklas. Ebenso kommen aber auch in den dunklen Lagen besonders intensiv schwarze, fast nur aus Hornblende bestehende Lagen vor, deren Mächtigkeit aber wenige Zentimeter nicht übersteigt. Schon mit dem bloßen Auge erkennt man sowohl in den hellen wie den dunklen Schichten in Lagen angeordnet einsprenglingsartig größere Krystalle von Plagioklas bezw. von Hornblende. Sonst sind aber die Gesteinsgemengteile sehr klein und gleichkörnig.

Hauptgemengteile der dunklen Lagen sind basischer Plagioklas und gewöhnliche Hornblende. Letztere wiegt oft so vor, daß der Plagioklas sich nur noch in dünnen, aus rundlich-eckigen Körnern bestehenden Lagen zwischen den dichtgedrängten Hornblendestengelchen findet. Auch sonst erscheint der Plagioklas meist in rundlichen und gebuchteten Körnern, selten und dann nur, wenn er einsprenglingsartig auftritt, in gestreckten Formen. Albitische Zwillingsstreifung, daneben auch solche nach dem Periklingesetz, ist reichlich vorhanden, namentlich bei größeren Individuen. Je kleiner das Korn, um so seltener sind sie freilich. Der Plagioklas ist ein Kalknatronfeldspat vom Charakter des Andesin-Oligoklases (vgl. die Analyse des in den weißen Lagen ausgeschiedenen Plagioklases weiter unten). Selten zeigt sich zonarer Aufbau. Daß er starken einseitigen Gebirgsdruck erlitten hat, dafür spricht die häufige Beobachtung, daß er undulös auslöscht, auch in Stücke zerbrochen ist, die manchmal durch jungen Quarz wieder verkittet sind. Statt der gewöhnlichen Hornblende, die meist kräftigen Pleochroismus in denselben Tönen wie die Hornblende des benachbarten

Hornblendegneises aufweist, findet sich nur in dem Bruch nördlich der Chaussee Quanzendorf-Groß-Wilkau Strahlstein in richtungslos körnigem Gemenge mit Plagioklas; letzterer wiegt bei weitem vor. Der Strahlstein bildet lange, quer gegliederte Säulchen, ist farblos bis schwach gelblich, in diesem Falle schwach pleochroitisch. Sonst bildet die Hornblende Körner oder kurze Stengel, meist nur begrenzt vom Prisma, die nicht selten in parallelen Lagen angeordnet sind. Oft ist die Hornblende von Feldspateinschlüssen vollkommen durchsiebt.

Als Nebengemengteile finden sich Apatit, Eisenerz, Titanit und Zirkon. Apatit bildet runde Körner oder doch abgerundete Säulchen, Titanit und Zirkon oft eirunde Körperchen. Daneben findet sich letzteres Mineral bisweilen eng verwachsen mit schwarzem Eisenerz, das in den dunklen Lagen des Gesteins stets reichlich vorhanden ist. Ist das Gestein verwittert, so ist das Erz von braunen Zersetzungsprodukten umgeben, die auch in den Plagioklas und die Hornblende eingewandert sind.

Übergemengteile sind Quarz und Biotit, Epidot und Chlorit. Quarz fehlt im allgemeinen vollkommen, findet sich aber doch in dem schon genannten Steinbruch zwischen Quanzendorf und Groß-Wilkau, in einzelnen Lagen sogar reichlich, zum Teil in undulös auslöschenden Körnern, zum Teil als Material zur Ausheilung zerbrochener Plagioklase. Biotit ist sehr selten, Epidot dagegen ist stark verbreitet und bildet selbst Gänge eines ölgrünen Gesteins, von denen aus das ganze Gestein mit Epidot durchtränkt wurde. Er ist gelblich-grün, bildet Drusen, in denen außer den kurzen dicken Säulchen desselben Minerals auch Quarz in klaren Kryställchen und gelbliche Opalmassen auftreten. Besonders reichlich fand sich dies Ganggestein südöstlich Neudeck, auf dem südlicheren der beiden Wege, die über den Kamm nach Osten führen. Aber es wurde auch nordwestlich Quanzendorf beobachtet. Chlorit ist sekundär und unwichtig; er ist vielleicht stellenweise aus der Zersetzung von Biotit hervorgegangen.

Die hellen Lagen setzen sich vorzugsweise aus Plagioklas zusammen, dem in geringerer oder größerer Menge Epidot beigemengt ist. Grünlicher Biotit findet sich ganz selten.

Wie der Hornblendegneis, so ist auch dieses Gestein schon stark verwittert. Die Feldspäte sind sehr getrübt und reich durchsetzt mit muscovitähnlichen Zersetzungsprodukten. Dafür spricht auch das reichliche Vorkommen von Epidot gerade im Bereich dieses Gesteins. Gegen die mechanische Zerstörung durch die Atmosphärilien halten sich die hellen Lagen besser als die dunklen, hornblendeführenden. Deshalb trifft man auf den Feldern besonders reichlich vorzügliche Windschliffe des hellen Gesteins an.

Die chemische Analyse der weißen Lagen des Gesteins ergab, daß diese sich fast vollkommen aus einem Andesin-Oligoklas zusammensetzen, also gleicher Art sind wie die im Amphibolit selbst vorhandenen Plagioklase. Es scheint die Bänderung mit Plagioklasschichten also dadurch hervorgerufen zu sein, daß die durch die Lagenstruktur hervorgerufene Sonderung von Plagioklas-ärmeren und Plagioklas-reicheren Schichten soweit fortschritt, bis allein aus Plagioklas bestehende Schichten entstanden, wie man auch anderseits an Hornblende überreiche und fast nur aus ihnen bestehende Lagen, wenn auch nicht derart aushaltend wie die des Plagioklases, beobachtet hat. Die Lagenstruktur selbst halte ich für eine Folge einseitigen Gebirgsdrucks, der ursprüngliche Diabase oder Gabbros, mit denen die Amphibolite ihrer chemischen Zusammensetzung nach übereinstimmen, soweit metamorph veränderte, daß ihre ursprüngliche Struktur bis zur Unkenntlichkeit verwischt worden ist.

I. Analyse der weißen Bänder aus dem Amphibolit aus der Gegend nördlich Quanzendorf (von Klüss analysiert).

II. Analyse des Amphibolits selbst von ebendort (von Eyme analysiert).

	I	II
SiO_2	61,00	47,20
TiO_2	Spur	2,23
Al_2O_3	20,08	15,59
Fe_2O_3	2,46	3,13
FeO	0,71	8,56
MnO	Spur	Spur
CaO	4,09	9,77
MgO	0,15	6,70
K_2O	3,42	0,62
Na_2O	7,01	4,05
H_2O	0,58	1,80
P_2O_5	0,20	0,48
CO_2	—	—
SO_3	—	—
S	0,05	0,02

Amphibolite treten außer in der vorbeschriebenen Zone auch weiter östlich, aber meist nur in Form kleiner, linsenartiger Einlagerungen in den Glimmerschiefern auf. So findet sich südlich Quanzendorf in dem Hohlwege, der über den Vordereichberg führt, vergesellschaftet mit gleichsinnig fallenden Glimmer- und Quarzitschiefern eine Amphibolitlinse mit nordsüdlichem Streichen und fast seiger stehend. Petrographisch zeigt das Gestein die gleiche Zusammensetzung wie der Amphibolit der großen Zone, doch ohne jene ausgeprägte Lagenstruktur.

Eine gleiche Amphiboliteinlagerung zwischen Glimmerschiefer findet sich südlich Wonnwitz an dem östlichen Hang des dort vorbeistreichenden Tälchens. Das Gestein zeigt die gleiche petrographische Zusammensetzung wie das vorige.

Eine abweichende Zusammensetzung zeigt ein Gestein in einer kleinen Grube südlich der Windmühle von Reichau. Hier liegt mit deutlichem Einfallen nach Westen unter stark, wahrscheinlich vom Eisdruck, gestauchten und gefalteten Glimmerschiefern eine Bank von dunkelgrünem bankigen Gestein, das

seinem äußeren Aussehen nach an einen Amphibolit erinnert. Es wird von einem Glimmerschiefer unterlagert, der deutlich den Einfluß von in der Nähe aufgestiegenem Granit merken läßt. Es ist in der Tat auch 100 m nördlich in einem kleinen Tümpel neben dem zur Windmühle gehörigen Wohnhause Granit als Intrusion zwischen Glimmerschiefer nachgewiesen. Die Glimmerschiefer in der ersterwähnten Grube sind wiederum konkordant von einem äußerst zersetzten Gestein unterlagert, das vor allem aus grüner Hornblende und sehr basischem Plagioklas besteht. Daneben enthält es auch hellen Pyroxen. Die amphibolitähnliche obere Bank ist besonders reich an diesem Pyroxen, führt daneben aber auch Hornblende. Es liegt nahe, an eine Beeinflussung des ursprünglich amphibolitischen Gesteins durch den benachbarten Granit zu denken.

In ähnlicher Weise deuten wir ein von G. Rose als Grünschiefer bezeichnetes Gestein, das bei Prauß ansteht, als einen nachträglich stark veränderten Amphibolit. Bei Prauß liegt südlich des Ortes ein Bruch, in dem Gangquarz in großer Mächtigkeit aufgeschlossen ist. Eine Fortsetzung dieses Quarzes scheint der Hügel zu bilden, der, mitten im Ort gelegen, die Kirche trägt. Aber die von diesem Hügel entnommenen Proben zeigen ein aus einem Plagioklas und Aktinolith bestehendes Gestein, das außerordentlich mit Quarz durchzogen und jedenfalls durch Druck und Verwitterung reichlich mit Chlorit und Epidot durchsetzt worden ist. Das ursprüngliche Gestein kann somit recht wohl aus Plagioklas und Hornblende bestanden haben, also ein Amphibolit gewesen sein, der durch Druck, Verwitterung und Verquarzung von dem Quarzgang aus dieses abweichende Aussehen und etwas andere Mineralzusammensetzung erhalten hat.

Ein gleichfalls stark abweichendes Aussehen besitzt ein Gestein, das in einem einzigen Bruch südsüdöstlich Groß-Wilkau aufgeschlossen ist. Es ist dickbankig, ohne deutliche Schichtung und von dunkelgrüner Farbe. Auffällig ist sein großer Gehalt an kräftig rötlichbraun gefärbtem Biotit, der das Gestein

in ungefähr parallelen Lagen durchzieht, es aber auch in jeder anders orientierten Richtung durchsetzt. Plagioklas tritt etwas zurück; er füllt nur die Lücken zwischen den dichtgedrängten Hornblendekrystallen aus. Außerdem führt er Einschlüsse vor allem von Hornblende und Zoisit. Die Hornblende ist fast völlig farblos, bildet große Prismen, ist oft verzwillingt nach dem vorderen Pinakoid und ist bezüglich ihrer Orientierung offenbar absolut regellos.

Der Zoisit, in Säulen ohne krystallographische Endabgrenzung, bildet einen sehr wichtigen Gemengteil des Gesteins. Quarz fehlt offenbar gänzlich; Titanit ist dagegen vorhanden.

Dieser Zoisitamphibolit scheint eine Umkrystallisation durch in der Tiefe aufgedrungenes Eruptivgestein erlitten zu haben, worauf die Ausbildung des Biotits schließen läßt.

Der Glimmerschiefer.

Die Hauptmasse des auf Blatt Nimptsch anstehenden älteren Gebirges bildet der Glimmerschiefer. Man trifft ihn an östlich der Amphibolitzone, östlich Nimptsch und weiter nördlich bis nach Quanzendorf, ferner im Gebiet der Orte Petrikau, Strachau, Siegrot, Plottnitz, Wonnwitz, Silbitz, Reichau, Schmitzdorf, Prauß bis zu dem Weinberg nördlich dieses Ortes. Vielfach ist er stark von Löß verhüllt und tritt zutage nur auf den vom Regen freigewaschenen Höhen und an den Ufern der das Gebirge durchschneidenden Bachtäler.

Da das Gestein oft außerordentlich stark infolge von Gebirgsdruck gestaucht und gefaltet ist, so ist die Beobachtung von Streichen und Fallen in Tagebrüchen sehr erschwert; doch wurde nördlich der Hexenkiefer Einfallen nach NW., südwestlich vom hinteren Eichberg nach WNW., an zwei Stellen, bei Wonnwitz, nach NW. beobachtet, stets unter geringen Neigungswinkeln. Aber den besten Aufschluß über Streichen und Fallen dieser Gebirgsschichten geben die Graphitschiefer, die im Silbitzgrund auf fast 2 km Länge aufgeschlossen sind. Roth sagt von ihnen, sie strichen Stunde 2,2—3, also nach NNO., und

fielen mit 45° nach NW. Diese Angaben mögen im Mittel für das ganze Gebiet der Glimmerschiefer gelten, wenn auch örtliche Ausnahmen namentlich bezüglich des Fallens von söhliger bis zu seigerer Lagerung schwankend beobachtet wurden.

Der Glimmerschiefer besitzt stets vollkommene Parallelstruktur; sie wird schwach flaserig, wenn der Quarz in linsenartigen Zwischenlagen auftritt, ist aber lagenförmig, wenn er in kontinuierlichen Lagen zwischen die Glimmerschichten gebettet ist. Selten wird das Aussehen etwas augengneisartig durch das Vorkommen porphyrisch entwickelter Feldspatkrystalle. Auffällig wird solches Gestein von der Schichtfläche aus, wo die Feldspatkrystalle unter der Glimmerschicht wie kleine Buckel hervortreten.

Wesentliche Gemengteile des Glimmerschiefers sind Glimmer und Quarz. Meist herrschen Muscovit und Biotit vor, die blättrige Aggregate und einzelne Blätter ohne krystallographische Begrenzung bilden; sie sind entweder regellos miteinander verwachsen oder haben die Hauptspaltungsfläche miteinander gemein. Muscovit widersteht der Verwitterung kräftig, Biotit zerfällt durch Ausscheidung der färbenden Bestandteile, die als Eisenverbindungen das Gestein durchdringen und rostrot färben. Der Quarz bildet lagen- oder linsenförmige Massen von wechselnder Mächtigkeit, die derart von Glimmer eingeschlossen sind, daß der Quarz meist nur noch auf dem Querbruch zu erkennen ist. Die linsenförmigen Quarzmassen können ganz verschiedener Entstehung sein: sie können alte Sandlagen sein, die unter dem Gesteinsdruck zu festen Schichten geworden sind, oder wenn sie deutlich stengelige Aggregate bilden, die zentripetal von den Wänden her gegen die Mitte gewachsen sind, wie man das manchmal beobachten kann, können sie Ausfüllungen von klaffenden Hohlräumen sein, die bei der Gesteinsfaltung entstanden sind.

Als Nebengemengteile finden sich Magnetit und Zirkon, als Übergemengteile Feldspat, Graphit, Hornblende oder Epidot. Der Feldspat ist meist mit dem Quarz untermischt. Hornblende

und Epidot finden sich in einem durch Druck stark veränderten Schiefer bei dem Chausseeknick am Purzelberg. Die Hornblende ist Aktinolith. Dieses Gestein gehört wie die Seite 573 aufgeführten amphibolitischen Gesteine zu dem Grünschieferkomplex, den G. Rose für dieses Gebiet angegeben hat. Wegen ihres überwiegenden Gehaltes an Chlorit, der aus der Hornblende und dem Biotit hervorgegangen sein kann, nennt man dies Gestein am besten Chloritmuscovitschiefer.

Auch sonst kann man nach der Natur der herrschenden Glimmermineralien zwei Glimmerschiefer (Muscovit-Biotitschiefer und Muscovitschiefer) unterscheiden. Erstere wiegen bei weitem vor.

Bei der Verwitterung gehen aus den Glimmerschiefern, aus denen zuerst die Biotite ausbleichen, tonige und sandige Massen hervor, die in aufbereitetem Zustand als Tone, Feinsande und Sande den größten Teil der Schichten bilden, die während der Tertiärzeit in dieser Gegend in bedeutender Mächtigkeit abgelagert wurden.

Eine etwas abweichende Art von Verwitterung erfolgte zur Zeit der letzten Vereisung. Wie graue Diluvialtone zu dieser Zeit während der Wüstenperiode durch Ausscheidung von Eisenoxyd rötelrot gefärbt wurden, so erhielten auch Kuppen von Glimmerschiefer, die zu dieser Zeit frei zutage lagen, die gleiche Färbung, die sich bis heute oft unter der Lößdecke erhalten hat.

Eine andere Veränderung erlitten diese Schichten durch die Verwitterung des über ihnen abgelagerten Lösses; bei dessen Entkalkung drang der Kalk in die Fugen des tiefer lagernden Schiefers ein und schied sich dort in Krystallen auf den Spaltrissen wieder aus.

Die Gneisglimmerschiefer.

Als Gneisglimmerschiefer sind Glimmerschiefer mit größerem Gehalt an Feldspat dargestellt worden. Solche Ge-

steine finden sich vorzugsweise bei Quanzendorf und Groß-Kniegnitz und entlang dem Kamme des Vorderen und Hinteren Eichberges und des Alten Berges, nordöstlich Pangel, ebenso in dem zwischen Dürr-Brokuth und Petrikau gelegenen Rücken, auch südöstlich von Reichau.

Sie liegen natürlich konkordant zwischen den Glimmerschiefern, teilen also ihr Streichen und Fallen. Am Nordende des Eichberg genannten Höhenrückens ist die Lagerung freilich fast söhlig.

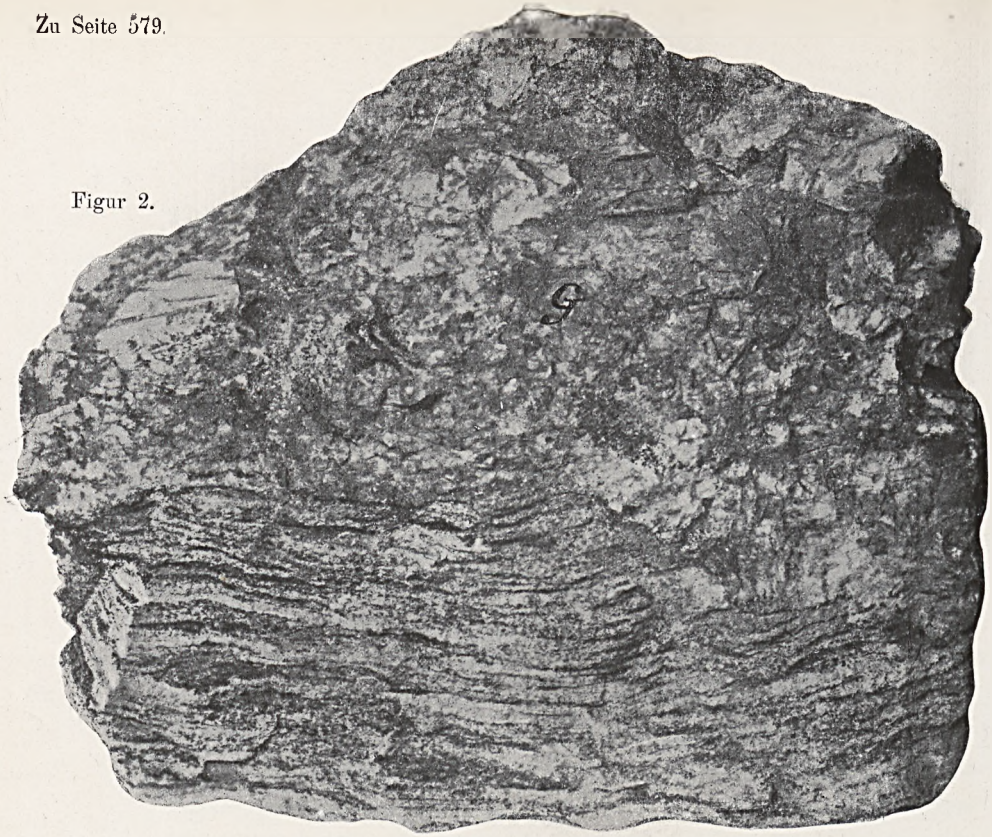
Der Gehalt an Feldspat gehört bei diesem Gestein im Gegensatz zum vorigen zu den Hauptgemengteilen. Der Gehalt an Feldspat verteilt sich dabei in zwei Formen im Gestein; teils bildet er mit dem Quarz und zum Teil Glimmermineralien gemischt Lagen zwischen den Glimmerschichten, teils setzt er mit dem Quarz Linsen zusammen, ähnlich den Quarzlinsen des gewöhnlichen Glimmerschiefers. Auch hier tritt bisweilen Glimmer hinzu. Wenn die Ausbildung sämtlicher Gemengteile in solchen Linsen in großen Individuen erfolgt, könnte man an abgequetschte Pegmatitlinsen denken. Der Feldspat gehört zum Teil zum Orthoklas, zum Teil zum Albit oder einem ihm nahestehenden Plagioklas. Mikroklin hat sich nirgends gefunden, im Gegensatz zu dem später zu behandelnden Glimmerschiefer, der vom Granit beeinflußt worden ist. Der Feldspat tritt bisweilen im selben Gestein in zwei Generationen auf, nämlich wie porphyrartige Einsprenglinge in einer Grundmasse von einem gleichkörnigen Gemenge aus Feldspat, Quarz und Glimmer. Die Einwirkung des einseitigen Gebirgsdruckes macht sich gerade beim Feldspat gut bemerkbar dadurch, daß seine Krystalle zerbrochen und wieder verkittet, selbst gebogen oder zu linsenartigen Formen ausgezogen erscheinen. Neben- und Übergemengteile finden sich wie beim gewöhnlichen Glimmerschiefer; vereinzelt stellt sich dunkelgrüner Turmalin ein, ohne aber besonders hervorzutreten.

Die mit Granit injizierten Glimmerschiefer.

Alle Glimmerschiefer, die östlich einer Linie anstehen, die von Klein-Johnsdorf südwärts über Roth-Neudorf und an der Reichauer Windmühle vorbei verläuft, zeigen deutlich die Einwirkungen in sie eingedrungenen Granits. Die Veränderungen, die das Gestein unter diesem Einfluß erfahren hat, sind so kennzeichnend, daß sie auch dem bloßen Auge leicht sichtbar sind. Im übrigen stimmt aber das Gestein in seinen Lagerungsverhältnissen mit den weiter westlich gelegenen Glimmerschiefern völlig überein, so daß also auch diese Glimmerschiefer im allgemeinen von NNO. nach SSW. streichen, entsprechend den in sie eingeschalteten Kalksilikathornfelsen, alten, durch die Einwirkung des Granits veränderten Kalklagern, die doch völlig konkordant zu den sie umschließenden Schiefern abgelagert worden waren. Für den Kalk von Reichau gibt Roth Streichen in Stunde 12,2 mit westlichem Einfallen an; für die Gegend von Stachau Stunde 12—12,4 bei 15° Einfallen nach Westen. Seine beiden anderen Beobachtungen zwischen Leipitz und Klein-Johnsdorf und bei Neobschütz, die beide südwestliches Einfallen angeben, scheinen nur örtliche Bedeutung zu besitzen. Am Kieferberg bei Neobschütz wie auch bei der Reichauer Windmühle wurde jedenfalls nordwestliches Einfallen beobachtet.

Die petrographische Zusammensetzung dieser Glimmerschiefer weicht von derjenigen der vorher besprochenen wesentlich ab. Zunächst fällt das Gestein durch das Vorwiegen des schwarzen Biotits auf. Es ist aber nicht mehr der ursprüngliche, dem Glimmerschiefer eigentümliche Biotitgehalt, sondern dieser ist unter der Einwirkung des Granits umkrystallisiert. Die Biotitkrystalle sind mehr voneinander isoliert, auch nehmen sie in ihrer Gesamtheit nicht mehr ihre alte Lage so genau wieder ein, wie in dem ursprünglichen Glimmerschiefer, vielmehr fallen die neugebildeten Krystalle nur noch ungefähr mit ihren Spaltflächen mit der alten Schieferfläche zusammen,

Figur 2.



Figur 3.



Einwirkung des injizierten Granits auf die krystallinen Schiefer in der Gegend von Neobschütz (oben: die Schieferung ist noch zu erkennen, unten: die Gesteinsbestandteile liegen scheinbar richtungslos).

können sogar soweit von ihr abweichen, daß sie selbst senkrecht zu ihr stehen, und wenn sie noch außerdem weit auseinanderweichen, so entsteht allgemein der Eindruck eines gestreckten Granits. Der Muscovit des Glimmerschiefers ist anderseits verschwunden. Er scheint vollkommen eingeschmolzen und als Mikroklin wieder ausgeschieden zu sein. Denn dieses Mineral findet sich in dem neuentstandenen Glimmerschiefer in großen Mengen, von denen man nicht annehmen kann, daß sie allein durch den injizierten Granit hineingebracht sein könnten. Zwischen den die alte Schieferstruktur wahrenden Biotitlagen finden sich Lagen von Orthoklas, Mikroklin, Albit, Biotit, Muscovit, Apatit und all den übrigen Neben- und Übergemengteilen, die dem gewöhnlichen Granit eigentümlich sind. Und es ist unmöglich, zu entscheiden, wie weit diese Mineralausfüllung auf den eingedrungenen Granit als ihrem Bringer zurückzuführen ist, und wie weit sie allein durch die vom Granit beeinflußte Umschmelzung des ursprünglichen Glimmerschiefermateriales entstanden ist.

Die verschiedene Ausbildung der früher besprochenen Glimmerschiefer und Gneisglimmerschiefer, und dieser von Granit injizierten Glimmerschiefer macht sich auch bei der Abbohrung der entsprechenden Flächen während der Aufnahme leicht bemerkbar: Bei jenen Schiefern zeigt der Bohrlöffel ein toniges, talkig anzufühlendes Gemenge von Glimmerblättchen, bei den anderen ist er gefüllt mit einem körnigen, rauhen Sand, dem reichlich schwarzer Biotit in kleinen Blättchen beigemengt ist.

Die Einwirkung des Granitmagmas ging örtlich so weit, daß die schiefrige Struktur verschwand; an ihre Stelle trat ein makroskopisch scheinbar gleichkörniges Gestein mit sehr hohem Gehalt an Biotit, wie das untere Handstück (Texttafel Fig. 3) zeigt, das aus demselben Bruch stammt, aus dem etwas weiter ab das Handstück Fig. 2 geschlagen wurde, das die Schieferung noch überaus gut erkennen läßt.

Die Quarzitschiefer, Gneisquarzitschiefer und die mit Granit injizierten Quarzitschiefer.

Durch mehr oder minder vollständigen Ausfall des Glimmers verlaufen die drei genannten Glimmerschiefer in Quarzitschiefer, Gneisquarzitschiefer oder mit Granit injizierte Quarzitschiefer. Erstere finden sich auf dem westlichen Hang des südöstlich von Woislowitz gelegenen Spitzberges, auch als Begleitschichten der im Silbitzgrund anstehenden Graphitschiefer. Die Gneisquarzitschiefer nehmen eine NNO. streichende Zone ein, die vom Südrande des Blattes über Woislowitz hinweg fast 2 km nach N. reicht. Auch in dem südlich Quanzendorf gelegenen Hohlweg zeigen sich neben dem Amphibolit Gneisquarzitschiefer mit sehr seigerem Fallen. Ein von Granit stark veränderter Quarzitschiefer findet sich endlich am Westhang des Kieferberges mit westlichem Einfallen.

Die eigentlichen Quarzitschiefer bestehen fast nur aus Quarzkörnern, deren lagenförmige Anordnung, falls Glimmerlagen vollkommen fehlen, die Schieferungsebene andeuten. Die meist länglich gestreckten Körner greifen buchtig ineinander. Selten ist zwischen ihnen etwas Glimmer zu beobachten, und dann meist nur Muscovit, der sich auch am ehesten auf den Schieferungsflächen findet.

Der Gneisquarzitschiefer führt reichlich Feldspat, der bei dem vorigen Gestein übrigens auch nicht völlig fehlt. Die Gneisquarzitschiefer der Woislowitzer Gegend haben etwas auffällige Zusammensetzung; es sind meist außerordentlich gut geschichtete, ebenflächige Gesteine, die in der Hauptsache aus Quarz und Glimmer bestehen, mit reichlichen Einlagerungen von Quarzlinsen. Daneben findet sich aber bald Mikroklin, bald Plagioklas von Albitcharakter, daneben Hornblende und in einem Fall auch heller Augit. Man könnte an die Injektion eines älteren Tiefengesteines in den Quarzitschiefer denken, das durch den Gebirgsdruck geschiefert und anderweitig verändert wurde. Es ist auffällig, daß dieses Gestein fast in der unmittelbaren südlichen Fortsetzung der großen Amphibolitzone auf-

tritt, die sich zwischen den Hornblendegneis und die Glimmerschiefer einschiebt.

Ähnlich ist der von Granit veränderte Quarzitschiefer reich an Orthoklas, Mikroklin und einem Plagioklas; daneben führt er Hornblende. Alle Quarzitschiefer führen als Nebengemengteile mehr oder weniger Zirkon, schwarzes Eisenerz und manchmal auch Apatit, während als Übergemengteil hier und da Epidot auftritt.

Aus den Quarzitschiefern ist vor dem Eintritt der vorletzten Vereisung zum Teil ein eluviales Produkt entstanden, in dem durch Auflösung des die Quarzkörner verkittenden Cementes eine Lockerung der Gesteinsbestandteile entstand, die zu einer mit Quarzbrocken und Scherben gespickten feinsandigen, leicht zerreiblichen Breccie verbacken sind.

Die Graphitschiefer.

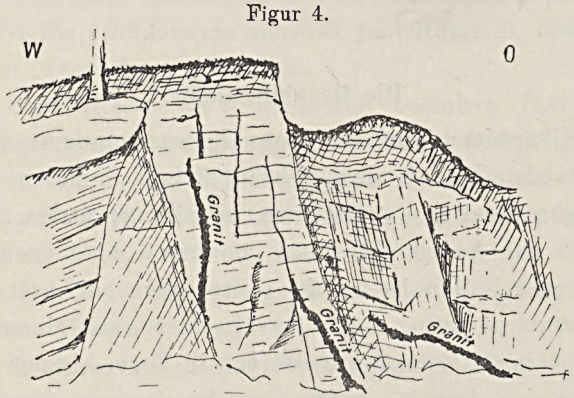
Die Graphitschiefer, meistens hervorgegangen aus kohlereichen Sandsteinen, finden sich in einem schmalen, aber fast 2 km langen Streifen am Osthang des Silbitzgrundes, von Petrikau an bis zur Ausmündung des genannten Tälchens. Über ihr Streichen und Fallen ist bereits weiter oben berichtet. Sie sind ihrer Zusammensetzung nach Quarzitschiefer mit einem so hohen Gehalt an Graphit, der den Gesteinen in Form kleiner Körnchen beigemengt ist, daß das ganze Gestein ein grauschwarzes Aussehen hat und auch beim Berühren grau abfärbt. Je nach der beigemischten Menge von Glimmer ist das Gestein weicher oder wird splitterig, wenn dies Mineral fehlt. Längs des Ausbisses der offenbar nur wenige Meter mächtigen Bank finden sich alte Halden, die darauf hinweisen, daß man den Versuch gemacht hat, das Gestein industriell zu verwenden.

Der Kalksilikathornfels.

Kalksteine, die als Linsen dem Glimmerschiefer bei der Windmühle von Reichau und in dessen Fortsetzung auf dem Gipfel des Mückenberges eingelagert sind, wurden durch den

Granit, dessen Gänge in der ganzen Umgebung sichtbar sind (s. Fig. 4), in Marmor umgewandelt, und sie füllten sich gleichzeitig mit Silikaten (Granat, Epidot, Malakolith, Strahlstein, Plagioklas, Glimmer und Titanit), wobei zu deren Bildung eine gewisse Menge des Carbonats verbraucht wurde (Silikathornfels). Die hangendste, einige Meter mächtige Bank in dem bei der Windmühle aufgeschlossenen Bruch besteht vorzugsweise aus Calcit, dem nur in geringer Menge Biotit, grüne Hornblende und Zirkon beigemengt ist. Die Farbe ist weiß bis fleischfarben. Eine Schichtung innerhalb des Gesteins ist meist vollkommen verwischt, wenn nicht die Verteilung der gefärbten Bestandteile, der Hornblende und des Biotits, solche noch schwach andeuten.

Figur 4.



Granitgänge in metamorphen Glimmerschiefern westlich Neobschütz.

Die darunter liegende, viel mächtigere Bank ist fast vollkommen verschüttet, so daß sie nur schwer zu untersuchen ist. In ihr müssen die stärksten Veränderungen stattgefunden haben. In ihr fand sich Epidotfels (nur aus Epidot bestehend) neben Granatfels (schwarzbrauner Granat, Epidot, Mikroklin, schwarzes Eisenerz, Titanit, Hornblende) und eigentlicher Silikathornfels. Aus ihm führt Hintze[1]) kleine, grüne Kokkolithkörner zusammen mit großen, braunen Granaten an.

[1]) Handbuch der Mineralogie II, S. 1051.

Unter dieser Schicht tritt eine Art Gneisquarzit oder Gneisglimmerschiefer an den Tag, ein dünnschichtiges Gestein, das vorzugsweise aus Quarz, Mikroklin, grünem Biotit, Muscovit und Apatit besteht. Nach oben gehen diese Schiefer durch die Aufnahme von Calcit in Kalkglimmerschiefer über.

Das auf dem Mückenberg anstehende Kalkgestein ist nicht weiter aufgeschlossen; sein Verlauf läßt sich nur eine Strecke weit über Tage verfolgen.

Ältere Eruptivgesteine.

Abgesehen von den Hornblendegneisen, Amphiboliten und amphibolitischen Einlagerungen innerhalb der Glimmerschiefergesteine, deren Entstehung aus ursprünglichen Tiefen- oder Ergußgesteinen nicht ausgeschlossen ist, tritt ein jüngerer Granit in einem großen Gebiet südwärts Gorkau auf. Der Granit bildet hier eine lagergangartige Masse, findet sich aber weiterhin in Gängen in der ganzen Umgebung des Gorkauer Granits, soweit die mit Granit injizierten Glimmerschiefer bekannt geworden sind. Diese Gänge stehen oft seiger, aber auch in allen möglichen anderen Neigungen und sind wenige Zentimeter bis meterdick (siehe Fig. 4). Die Hauptmasse des in mehreren Brüchen in Gorkau aufgeschlossenen Granits führt in gleich-, aber nicht grobkörnigem Gemenge Orthoklas, Mikroklin, Albit, Quarz, Biotit und Muscovit. Als Nebengemengteile finden sich Apatit und Zirkon. Es ist also ein eigentlicher Granit. Zu der großen Masse mögen in unmittelbarem Zusammenhang die kleinen Vorkommen von Gollschau und südlich Klein-Johnsdorf gehören. Namentlich dies letztere Vorkommen zeigt den Granit mit Parallelstruktur, wodurch er ein gneisartiges Aussehen erhalten hat. Derartige Erscheinungen sind nicht selten bei den peripherischen Teilen der Granitmassen. Sonst ist das Gestein, wie in den Brüchen zu sehen, mit einem System von horizontalen bezw. der ursprünglichen Granitoberfläche parallelen, im Großen flachgewölbten Absonderungsflächen durchzogen, die der Erkaltung des Gesteins ihre Entstehung ver-

danken. Senkrecht zu diesen Flächen stehen kleinere Klüfte im Gestein, die dessen Bearbeitung zu Pflastersteinen und kleinen Steinbalken erleichtern. Neben diesen kleinen, fast senkrecht stehenden Klüften ist der Granit von denselben großen und bedeutenderen Klüften durchsetzt, die sich auch im benachbarten Glimmerschiefer finden. Diese Klüfte streichen vielfach in nordsüdlicher Richtung; aber es wurden auch solche von ostwestlicher Streichrichtung beobachtet. Ihre Entstehung fällt sicher sowohl in die Zeit vor wie nach dem Aufstieg des Granits. Denn sie sind zum Teil mit Granit ausgefüllt, zum Teil zeigt der Granit Harnischbildung auf ihren Wänden. Die zahlreichen, die benachbarten Glimmerschiefer durchschwärmenden Granitgänge zeigen dieselbe Gesteinszusammensetzung wie der Hauptgranit. Selten wird der Granit durch Zurücktreten des Muscovits zu einem granititischen Gestein. Nur bezüglich der Struktur ist zu bemerken, daß nicht selten die Gangausfüllung pegmatitisch entwickelt ist durch mächtige Entwicklung der einzelnen Feldspäte und Glimmerkrystalle, während dabei der Quarz in gesetzmäßiger Verwachsung mit dem Feldspat sogenannten Schriftgranit bildet. Sonst ist weder bei der Hauptmasse des Granits noch in seinen Gängen ein struktureller Unterschied zwischen dem Kern und den Salbändern zu beobachten, was auf eine starke Durchwärmung des Nebengesteins zur Zeit der Eruption und das Vorhandensein weiterer Granitherde in der Tiefe schließen läßt. Daher war auch die kontaktmetamorphosierende Einwirkung des Granits auf die ihn beherbergenden Glimmerschiefer samt beigeordneten Quarzitschiefern und Kalksteinen so intensiv und gleichmäßig. Die beeinflußten Schiefer setzen übrigens gegen den Granit scharf ab, eine Verschmelzung mit ihm ist nirgends zu beobachten; aber die Glimmerlagen der Schiefer sehen dort, wo sie vom Granit durchbrochen sind, wie aufgeblättert aus und das Granitmagma setzt sich in die Lagen weithin unverändert fort. Im Granitmagma der Gänge finden sich bisweilen mechanische Einschlüsse des Nebengesteins, das dann nur noch aus Biotit zu

bestehen scheint und große Ähnlichkeit mit sogenannten basischen Konkretionen besitzt.

Die Granitmasse scheint dann in tertiärer Zeit als ein sehr starrer Widerstand gegen die Durchbruchsversuche des Basaltes gewirkt zu haben. Die Linie, auf der diese Ausbrüche erfolgten, durchsetzt die Glimmerschiefer, Gneisglimmer- und Graphitschiefer in gerader Richtung, biegt aber bei der Annäherung an das Gorkauer Granitmassiv und die durch den Granit veränderten Glimmerschiefer nach N. aus. Sollten die auf den Halden der Gorkauer Granitbrüche gefundenen Basaltblöcke nicht darauf hinweisen, daß vielleicht nördlich vom Gorkauer Granit noch eine Durchbruchstelle des Basaltes vorhanden gewesen war, die bei Gelegenheit der diluvialen Vereisung zerstört wurde, wobei die Trümmer südwärts, d. h. über die Gorkauer Höhen hin verschleppt wurden? Auf diesen Höhen selbst wurde nirgends anstehender Basalt beobachtet, ebensowenig je ein Transport von Basaltblöcken von S. nach N., also der Eisbewegungsrichtung entgegengesetzt [1]).

[1]) Auch an dieser Stelle möchte ich Herrn Dr. Finckh für freundlichen Rat und gefällige Hilfe bei der Durchsicht der Schliffe meinen ergebensten Dank aussprechen.

Berlin, den 12. Mai 1915.

Die Brachiopoden und Lamellibranchiaten der oberschlesischen Trias.

Von Herrn **P. Assmann** in Berlin.

Hierzu Tafel 30—36 und 3 Textfiguren.

Die Fauna der oberschlesischen Trias ist schon wiederholt der Gegenstand eingehender Untersuchungen gewesen. Die erste zusammenfassende Beschreibung einer oberschlesischen Triasfauna gab Eck in seiner Arbeit »Über die Formationen des bunten Sandsteins und des Muschelkalks in Oberschlesien«, nachdem bereits vor ihm Mentzel, v. Buch, Beyrich, v. Meyer und Dunker einige Spezialuntersuchungen über Wirbeltiere und Wirbellose, sowie über das geologische Vorkommen einiger Muscheln angestellt hatten. Diese wurde dann später durch Veröffentlichungen von F. Roemer, Gürich, Kunisch, Volz, Wysogorsky und Frech teilweise ergänzt. Eine zweite zusammenfassende Beschreibung besitzen wir von Ahlburg. Seine Arbeit über »Die Trias im südlichen Oberschlesien« (Abh. d. Kgl. Geol. Landesanst., N. F., Bd. 50, 1906) bietet vor allem deshalb ein hervorragendes Interesse, weil u. a. aus der Gegend von Imielin eine Gastropodenfauna beschrieben wird, die auf nahe Beziehungen zur alpinen Trias hinweist. Bei den Aufnahmearbeiten, welche die Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt während der Jahre 1908—1912 im oberschlesischen Industriebezirk vornehmen ließ, ist eine umfangreiche Fauna aus dem Röt und Muschelkalk gesammelt worden, die namentlich in bezug auf die Wirbellosen besonders reichhaltig ist. Außerdem wurde wertvolles Material durch den

Ankauf der Sammlung des Herrn Landmessers Grundey in Kattowitz erworben.

Die Bearbeitung des gesamten neuen Materials, für welches die im Besitz der Kgl. Geol. Landesanstalt befindlichen Sammlungen von Eck und Ahlburg ein gutes Vergleichsmaterial waren, zeitigte eine ganze Reihe neuer Ergebnisse sowohl in stratigraphisch-geologischer, als auch in paläontologischer Beziehung, so daß eine vollständige Neubearbeitung der gesamten Fauna der Wirbellosen zweckmäßig erschien. Diese Aufgabe wurde vor allem durch die vorzügliche Erhaltung der Versteinerungen im Röt (Rötdolomit) und im Oberen Wellenkalk wesentlich erleichtert.

Die vorliegende Arbeit umfaßt zunächst die Neubearbeitung der Brachiopoden und Lamellibranchiaten. In einem später folgenden 2. Teil sollen dann die Gastropoden behandelt werden.

Die für die Gliederung des Muschelkalks und Buntsandsteins gebrauchten stratigraphischen Begriffe sind in meinen Arbeiten »Ein Beitrag zur Stratigraphie des oberschlesischen Muschelkalks« (dieses Jahrb. für 1913, I, S. 268—340) und »Ein Beitrag zur Gliederung des Buntsandsteins in Oberschlesien« (dieses Jahrb. für 1913, I, S. 658—671) ausführlich behandelt und erläutert worden.

Für die wertvolle Unterstützung, die mir von den Herren Geheimrat Prof. Dr. Frech-Breslau, Prof. Dr. Pompeckj-Tübingen und Prof. Dr. Fraas-Stuttgart durch Überlassung von Vergleichsmaterial und Originalen in liebenswürdigster Weise zuteil geworden ist, spreche ich an dieser Stelle den Herren meinen besonderen Dank aus.

Lingula tenuissima Bronn sp.

Taf. 30, Fig. 1, 2.

Lingula tenuissima Bronn und Roemer, 1851—52. Lethaea geognostica, Ed. III, Bd. II, Teil 3, Taf. XIII, Fig. 6b.

» » v. Alberti, 1864, Überblick über die Trias, Taf. VI, Fig. 3, S. 160.

Lingula tenuissima ist in Oberschlesien eine Leitform des Röts. Sie kommt namentlich in den tonigen Lagen der Rötkalke zahlreich vor. In den tiefer gelegenen Rötdolomiten ist sie seltener.

Discina discoides v. Schlotheim sp.

Taf. 30, Fig. 3, 4.

Patellites discoides v. Schlotheim, 1820—23. Petrefaktenkunde, Nachträge II, Taf. 32, Fig. 3.

Discina discoides Eck, 1865. Über die Formationen des bunten Sandsteins und des Muschelkalks in Oberschlesien, S. 50.

Vorkommen: Selten im Horizont der Konglomeratbänke ($mu_{1\beta}$) von Chorzow, im 3. Wellenkalkhorizont ($mu_{1\beta}$) von Friedrichswille, in den Oberen Karchowitzer Schichten ($mu_{2\gamma}$) des alten Böhmschen Steinbruchs bei Tarnowitz, sowie im Diploporendolomit ($mu_{2\delta}$) nördlich von Imielin.

Ferner befinden sich in der Sammlung des Geologisch-Paläontologischen Instituts der Universität Breslau sowie in der von Herrn Landmesser Grundey angekauften Sammlung einige Exemplare aus Gogolin, die dem Gestein nach möglicherweise aus dem Horizont der Pecten- und Dadocrinuskalke (tiefste Schichten von $mu_{1\alpha}$) stammen könnten. Mit Sicherheit war dies jedoch nicht festzustellen, da die untersten Kalke des Horizontes der Konglomeratbänke, welche bei Gogolin als jüngstes Glied des Unteren Wellenkalks entwickelt sind, annähernd die gleiche petrographische Beschaffenheit besitzen wie die ältesten Schichten des Unteren Wellenkalks.

Terebratula (Coenothyris) vulgaris v. Schlotheim sp.

Taf. 30, Fig. 5a, b, 6.

Waldheimia vulgaris v. Alberti, 1864. Überblick über die Trias, Taf. V, Fig. 4. Taf. VI, Fig. 1, S. 151.

Diese im deutschen Muschelkalke wohl bekannte Form ist auch im oberschlesischen Muschelkalk weit verbreitet. Sie tritt zum ersten Male im Horizont der Konglomeratbänke ($mu_{1\beta}$) auf und ist in den beiden obersten Horizonten des Unteren Wellenkalks bereits recht häufig. Einen besonderen Reichtum an *Terebratula vulgaris* haben einzelne Bänke der Terebratelschichten ($mu_{2\beta}$) aufzuweisen. Im Oberen Muschelkalk kommt sie namentlich in den Groß-Wilkowitzer Konglomeratschichten zahlreich vor, dagegen schon in dem nächst höheren Horizont, den Georgendorfer Schichten, nicht mehr.

Terebratula (Waldheimia) angusta v. Schlotheim

Taf. 30, Fig. 7.

Terebratula angusta Dunker, 1851. Über die im Muschelkalke Oberschlesiens bisher gefundenen Mollusken, Taf. XXXIV, Fig. 1—4, S. 285.
» » F. Roemer, 1870. Geologie von Oberschlesien, Taf. XI, Fig. 24, 25.

Terebratula angusta wurde zuerst von Dunker aus dem Liegenden des erzführenden Dolomits der Friedrichsgrube beschrieben. Sie ist wesentlich kleiner, vor allem aber relativ schmaler als *Terebratula vulgaris*.

Dorsalschale flach, oval, median mit einer mehr oder weniger deutlichen, rinnenförmigen Einsenkung versehen; Ventralschale in der Mitte hoch gewölbt, nach beiden Seiten hin dachförmig abfallend; Schloßrand unter dem Wirbel scharf umgebogen, so daß die beiden Teile ein enziemlich spitzen Winkel miteinander einschließen; Wirbel stark eingekrümmt, hoch den Schloßrand überragend.

Terebratula angusta hat ein ziemlich bestimmt umgrenztes Verbreitungsgebiet. Im südlichen Oberschlesien hat man sie bisher nicht nachweisen können. Ahlburg erwähnt dies auch ausdrücklich. Das südlichste Vorkommen liegt bei Baingow (im $mu_{1\beta}$), wo ein einziges, ziemlich verkümmertes Exemplar gefunden wurde. Etwas häufiger tritt sie bei Scharley auf, dagegen besitzt sie bei Ptakowitz und Broslawitz ihre Hauptverbreitung. Eck gibt ferner noch folgende Fundpunkte an: a) im 3. Wellenkalkhorizont: Ruinenberg bei Rosniontau, Schimischow, Posniowitz, zwischen Klein-Stein und Schedlitz, Malnie, nördlich von Rogau; b) im Oberen Wellenkalk: Schimischow, Dziwkowitz, Himmelwitz.

Vorkommen: stellenweise ziemlich häufig im 3. Wellenkalkhorizont ($mu_{1\beta}$), vereinzelt im Oberen Wellenkalk. Ferner liegen noch 2 Exemplare aus den Alt-Tarnowitzer Schichten des Oberen Muschelkalks von Wieschowa vor.

Retzia (Plicigera) trigonella v. Schlotheim sp.

Taf. 30, Fig. 8.

Retzia trigonella F. Roemer, 1870. Geologie von Oberschlesien, Taf. XI, Fig. 23.

Vorkommen: Selten im Horizont der Konglomeratbänke ($mu_{1\beta}$), etwas häufiger in den beiden obersten Horizonten des Unteren Wellenkalks, allgemein verbreitet im Oberen Wellenkalk.

Spiriferina fragilis v. Schlotheim sp.

Taf. 30, Fig. 9.

Spiriferina fragilis Quenstedt, 1885. Petrefaktenkunde, Taf. LVI, Fig. 38.

Vorkommen: Vereinzelt schon im Mergelkalkhorizont ($mu_{1\beta}$), allenthalben häufig im 3. Wellenkalkhorizont ($mu_{1\beta}$), im ganzen Oberen Wellenkalk, sowie in den Groß-Wilkowitzer Konglomeratschichten des Oberen Muschelkalks.

Spiriferina hirsuta v. Alberti sp.

Taf. 30, Fig. 10, 11.

Spirifer hirsutus Eck, 1865. Über die Formationen des bunten Sandsteins und des Muschelkalks in Oberschlesien, Taf. I, Fig. 6, S. 92.

Diese Form unterscheidet sich von der *Spiriferina fragilis* durch feinere Berippung, eine höhere Area der Brachialklappe, sowie durch das Auftreten von Rippen im Sinus und Sattel der beiden Klappen. Eck fand *Spiriferina hirsuta* nur bei Boniowitz, wo sie in zahlreichen Exemplaren die Schichtfläche einer Bank der Terebratelschichten ($mu_{2\beta}$) bedeckt. Sie kommt außerdem noch vereinzelt in den Feuersteinen des erzführenden Dolomits von Tarnowitz vor.

Spiriferina Mentzeli Dunker sp.

Taf. 30, Fig. 12—14.

Spirifer Mentzelii Dunker, 1851. Über die im Muschelkalke Oberschlesiens bisher gefundenen Mollusken, Palaeontographica, Bd. I, Taf. XXXIV, Fig. 17—19, S. 287.

Spiriferina Mentzeli Eck, 1865. Über die Formationen des bunten Sandsteins und des Muschelkalks in Oberschlesien, S. 93.

Vorkommen: Vereinzelt schon im Horizont der Konglomeratbänke ($mu_{1\beta}$), etwas häufiger in den beiden oberen Horizonten des Unteren Wellenkalks; Hauptverbreitung im Oberen Wellenkalk.

Rhynchonella decurtata Girard sp.

Taf. 30, Fig. 15.

Terebratula decurtata Girard, 1843. N. Jahrb. f. Min., Taf. II, B, Fig. 4, S. 474.

Rhynchonella decurtata Dunker, 1851. Über die im Muschelkalke Oberschlesiens bisher gefundenen Mollusken. Palaeontographica, Bd. I, Taf. XXXIV, Fig. 9—14, S. 286.

Rhynchonella decurtata ist eine Leitform des Oberen Wellenkalks. Am häufigsten kommt sie in den Terebratelschichten

und in der Cidaritenbank der Oberen Karchowitzer Schichten ($mu_{2\gamma}'$) vor.

Rhynchonella Mentzeli v. Buch sp.

Taf. 30, Fig. 16.

Terebratula Mentzelii Dunker, 1851. Über die im Muschelkalke Oberschlesiens bisher gefundenen Mollusken. Palaeontographica, Bd. I, Taf. XXXIV, Fig. 20—22, S. 285.

Rhynchonella Mentzeli F. Roemer, 1870. Geologie von Oberschlesien, Taf. XI, Fig. 30, 31.

Vorkommen: Selten in den Oberen Karchowitzer Schichten von Laband und Tarnowitz, sowie in den Feuersteinen der erzführenden Dolomite von Tarnowitz, wahrscheinlich auch in den Diploporendolomiten von Laband und der Bleischarleygrube.

Enantiostreon difforme v. Schlotheim sp.

Taf. 30, Fig. 17—19 und Textfigur 1.

Figur 1.



Ostracites crista difformis v. Schlotheim, 1820—23. Petrefaktenkunde, Nachträge, Taf. XXXVI, Fig. 2.

Ostrea difformis Goldfuss, 1826—44. Petrefacta Germaniae, Taf. LXXII, Fig. 1, S. 2.

» *complicata* Goldfuss, 1826—44. Ebend., Taf. LXXII, Fig. 3, S. 5.

» *decemcostata* Goldfuss, 1826—44. Ebend., Taf. LXXII, Fig. 4, S. 3.

» *complicata* Eck, 1865. Über die Formationen des bunten Sandsteins und des Muschelkalks in Oberschlesien. S. 51, 95, 115.

» *difformis* Eck, 1865. Ebend., S. 51, 95, 115.

Terquemia difformis Noetling, 1880. Die Entwicklung der Trias in Niederschlesien. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 32, Taf. XIII, Fig. 2, S. 322.

Terquemia complicata Noetling, 1880. Ebend., Taf. XIII, Fig. 1, S. 322.
» *difformis* Ahlburg, 1906. Die Trias im südlichen Oberschlesien. Abhandl. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 50, S. 56, 84.
» *complicata* Ahlburg, 1906. Ebend., S. 57.
» *decemcostata* Ahlburg, 1906. Ebend, S. 57.
Enantiostreon difforme v. Schlotheim sp. var. *septemcostata* Frech, 1912. Die Leitfossilien der Werfener Schichten, Taf. V, Fig. 2b, S. 33; Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees, 1. Bd., 1. Teil, Anhang Bd. II.
» » v. Schlotheim sp. var. *decemcostata* Frech, 1912. Ebend, Taf. V, Fig. 2c, S. 33.
» » v. Schlotheim sp. Übergang zu var. *septemcostata* Frech, 1912. Ebend., Taf. V, Fig. 2a, S. 31.

Man hat wiederholt versucht, für gewisse berippte Triasaustern Artunterscheidungsmerkmale festzulegen, um die Formen, die in Berippung, Größe und Beschaffenheit ihrer Embryonalschale z. T. stark von einander abweichen, auch durch besondere Benennung zu kennzeichnen. So hat zunächst Goldfuss die Beschaffenheit und die Zahl der Rippen dafür in Anspruch genommen, als er die Arten *Ostrea difformis*, *Ostrea complicata* und *Ostrea decemcostata* aufstellte. Exemplare mit wenigen flachen und gerundeten Rippen bezeichnete er als *Ostrea difformis*, solche mit zahlreichen hohen, dachförmigen Falten als *Ostrea complicata*. Unter *Ostrea decemcostata* verstand er eine der *Ostrea complicata* ähnlich berippte, aber nur mit 10 Rippen versehene Form. Auf die von Schlotheim als *Ostracites crista difformis* beschriebene Art greift Goldfuss nicht zurück. Diese 3 Arten sind lange Zeit hindurch von den meisten Autoren anerkannt worden, nur waren manche (z. B. Eck) geneigt, *Ostrea decemcostata* als Varietät der *Ostrea complicata* aufzufassen. In neuerer Zeit hat sich vor allem Frech mit diesen Formen befaßt. Er geht auf die von Schlotheim aufgestellte Art *Ostracites crista difformis* zurück und kommt zu dem Ergebnis, daß die 3 von Goldfuss aufgestellten Arten sämtlich Synonyma der Schlotheim'schen Art seien. Nach der Zahl der Rippen unterscheidet er eine var. *septemcostata* mit 5—7 Rippen und eine Varietät *decemcostata* mit 12—18 Rippen. Gleichzeitig hebt er hervor, daß die Embryonalschale der var. *septemcostata* glatt sei.

An der Hand meines sehr reichhaltigen Materials bin ich zu dem Ergebnis gelangt, daß weder die Zahl der Rippen, noch ihre Beschaffenheit, noch die gelegentliche Berippung der Embryonalschale als Unterscheidungsmerkmale in Betracht kommen können. Zwischen den Exemplaren mit flachen, gerundeten und denen mit zugeschärften Rippen gibt es alle möglichen Übergänge; ja selbst an ein und demselben Exemplar können zuweilen beide Arten von Rippen beobachtet werden. Auch eine Gabelung der Radialfalten, die häufig, aber durchaus nicht regelmäßig eintritt, bietet keine Möglichkeit für eine Unterscheidung von Arten. Ferner variiert die Zahl der Rippen so beträchtlich, zwischen 5 und 18, daß irgendwelche Kombinationen in dieser Beziehung nur vollkommen willkürlich sein können. FRECH erwähnt noch, daß nur bei seiner var. *septemcostata* eine etwa 2 cm hohe Fläche (der Embryonalteil) der Schale glatt bleibe, während diese bei *Enantiostreon difforme* s. str. radiale Rippen besitze. Dagegen habe ich feststellen können, daß glatte Embryonalschalen ebenso häufig auch bei Formen mit zahreichen Rippen vorkommen.

Da sich nun keine sicheren Unterscheidungsmerkmale für diese Formen finden lassen, halte auch ich sie für Angehörige einer einzigen Art, zumal ein starkes Variieren der Individuen innerhalb einer Art bei vielen Austern ja bekanntlich nichts Ungewöhnliches ist. Aus diesem Grunde scheint mir aber auch eine Aufstellung von Varietäten nicht am Platze zu sein.

Über eine bemerkenswerte Zu- und Abnahme der Rippen von *Enantiostreon difforme* innerhalb der Schichtenfolge der oberschlesischen Trias lassen sich noch einige interessante Angaben machen. *E. difforme* tritt zum ersten Male in den Rötkalken auf, aus denen mir 2 kümmerliche Exemplare mit 6 bezw. 9 zugeschärften Rippen vorliegen. Auch in der unteren Abteilung des Unteren Wellenkalks kommt die Art nur sehr vereinzelt vor. Dagegen wurden in diesen Schichten schon Exemplare mit 10 Rippen beobachtet. Einen plötzlichen Aufschwung in ihrer Entwicklung zeigen sie im Horizont der Konglomeratbänke. Die Formen werden größer, die Anzahl der Rippen nimmt zu. Die Rippen sind meist dachförmig zugeschärft, aber niedrig. In den

nächst jüngeren Schichten ist zunächst keine besondere Vorwärtsentwicklung zu bemerken. Auch in den Gorasdzer Schichten kommen nur sehr wenig Austern vor. Dagegen erleben sie in den Terebratelschichten ihre Hauptentwicklung. Die Formen werden wesentlich größer, die Anzahl der Rippen erhöht sich bei manchen bis auf 18. Ihre Gestalt variiert. Viele Exemplare haben teils flache und gerundete, teils hohe und zugeschärfte Rippen. Große Formen mit zahlreichen Rippen kommen vereinzelt noch in den Oberen Karchowitzer Schichten vor, häufiger dagegen finden sich in diesen Schichten kleinere Exemplare. Ihre Rippen sind zuweilen ziemlich flach, eine Eigentümlichkeit, die in dem nächst jüngeren Horizont (dem Diploplorendolomit) noch auffälliger in Erscheinung tritt. Im Oberen Muschelkalk ist *E. difforme* ziemlich selten. Die Formen ähneln hier wieder sehr denjenigen aus dem Röt und der unteren Abteilung des Unteren Wellenkalks. Die Zahl ihrer Rippen beträgt im Höchstfalle nur noch 10. In den Georgendorfer Schichten des Oberen Muschelkalks scheint *E. difforme* in Oberschlesien bereits ausgestorben zu sein.

Anscheinend ist also hier eine aufsteigende und eine absteigende Entwicklung innerhalb dieses Formenkreises vorhanden, wobei der Höhepunkt der Entwicklung in die Zeit der Ablagerung der Terebratelschichten fällt.

Enantiostreon spondyloides v. Schlotheim sp.

Taf. 30, Fig 20.

Ostracites spondyloides v. Schlotheim, 1820—23. Nachträge zur Petrefaktenkunde, Taf. XXXVI, Fig. 12.

Ostrea spondyloides Goldfuss, 1826—44. Petrefacta Germaniae, Taf. LXXII, Fig. 5, S. 3.

» *multicostata* Goldfuss, 1826—44. Ebend., Taf. LXXII, Fig. 2, S. 3.

Enantiostreon spondyloides Frech, 1912. Die Leitfossilien der Werfener Schichten, Taf. V, Fig. 4, S. 32; a. d. Resultat. der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees, 1. Bd., 1. Teil, Anhang Bd. II.

Vorkommen: Sehr selten im Unteren Muschelkalk. Je ein Exemplar wurde in der oberen Abteilung des Unteren Wellenkalks, in den Feuersteinen des erzführenden Dolomits (von Tarnowitz) und im Diploporendolomit gefunden.

Philippiella Noetlingi Frech

Taf. 31, Fig. 1–4.

Philippiella Noetlingi Frech, 1912. Die Leitfossilien der Werfener Schichten, Taf. III, Fig. 1—3, a. d. Resultaten der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees, 1. Bd., 1. Teil, Anhang Bd. II.

Frech hat den Nachweis geführt, daß die Formen, welche früher unter dem Namen *Prospondylus comptus* zusammengefaßt wurden, zu 2 verschiedenen Gattungen, *Philippiella* und *Pseudomonotis*, gehören, wobei sich die erstere hauptsächlich durch das Fehlen des Byssusausschnittes von der zweiten unterscheidet. In der Skulptur der äußeren Schalenoberfläche stimmen *Pseudomonotis* (*Prospondylus*) *compta* und *Philippiella Noetlingi* annähernd überein. Besonders haben Jugendformen in dieser Beziehung große Ähnlichkeit. Bei *Philippiella Noetlingi* kann man außerdem eine grob- und eine feinberippte Varietät unterscheiden. Die grobberippte Varietät ist durch eine Spezialisierung der feinberippten hervorgegangen, indem sich zwischen die kräftigen Rippen, welche bereits auf der Embryonalschale vom Wirbel aus ausstrahlen, bei einem weiteren Wachstum des Individuums nach dem vorderen Rande zu annähernd gleich starke Rippen einschalten und zum großen Teil die zwischen den Hauptrippen gelegene, feine, radiale Liniierung verdrängen. Die feinberippte Varietät besitzt im großen und ganzen eine viel schwächere Radialskulptur. Auch bei ihr sind meistens noch Zwischenrippen vorhanden, die aber so wenig hervortreten, daß die intercostale Liniierung niemals dadurch erheblich eingeschränkt wird.

Die bei Noetling als *? Terquemia comta* (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1880, Bd. 32, Taf. XIII, Fig. 3) abgebildete Form ist ein typisches Beispiel der feinberippten Varietät, während die von Frech (a. a. O.) auf Taf. III, Fig. 2 und 3 dargestellten Exemplare Übergangsformen zwischen beiden Varietäten darstellen dürften.

Vorkommen: Selten im Unteren Wellenkalk, etwas häufiger in den Gorasdzer Schichten, den Unteren und Oberen Karchowitzer Schichten, sowie in den Feuersteinen des erzführenden Dolomits, am häufigsten in den Terebratelschichten.

Placunopsis ostracina v. Schlotheim sp.

Taf. 31, Fig. 5—8.

Placunopsis ostracina E. Philippi, 1898. Die Fauna des unteren Trigonodusdolomits bei Schwieberdingen in Württemberg. Jahresh. des vaterl. Vereins f. Naturk., Taf. VII, Fig. 10, S. 150.

Vorkommen: Allenthalben häufig im Unteren Wellenkalk, wo sie namentlich die Gerölle der Konglomeratbänke in zahlreichen Exemplaren bedeckt; vereinzelt im Oberen Wellenkalk und Oberen Muschelkalk.

Placunopsis (?) tenuistriata n. sp.

Taf. 31, Fig. 9.

Aus den Feuersteinen des erzführenden Dolomits von Tarnowitz liegt die Oberschale einer kleinen Anomiide vor, die etwas länger als breit ist, einen ovalen Umriß und zarte, außerordentlich dicht gedrängte, radiale Linien auf der äußeren Schalenoberfläche besitzt. Der Wirbel ist klein, spitz und kaum merklich über den Schloßrand erhoben.

Anomia alta Giebel

erwähnt Ahlburg aus dem Unteren Wellenkalk von Dzieckowitz. Diese Art ist jedoch, wie schon die Untersuchungen von E. Philippi ergeben haben, mit *Placunopsis ostracina* v. Schloth. sp. zu vereinigen.

Pseudomonotis (Prospondylus) comta Giebel sp.

Ostrea comta Goldfuss, 1826—44. Petrefacta Germaniae, Taf. LXXII, Fig. 6, S. 3.
Pseudomonotis (Prospondylus) compta Frech, 1912. Die Leitfossilien der Werfener Schichten, Taf. III, Fig. 4, S. 23; a. d. Resultat. der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees, Bd. 1, Teil 1, Anhang Bd. II.

Hierher gehört wahrscheinlich eine als Steinkern erhaltene rechte Klappe aus dem 3. Wellenkalkhorizont ($mu_{1\beta}$) von Chorzow.

Pseudomonotis (?) Michaeli n. sp.

Taf. 31, Fig. 10, 11.

Aus dem Horizont der Pecten- und Dadocrinuskalke von Petersdorf, Chorzow und Chechlau liegen einige Exemplare einer vielleicht zu *Pseudomonotis* gehörenden Form vor, die in bezug auf ihre Schalenskulptur viel Ähnlichkeit mit *Velopecten Albertii* zeigen.

Schale etwas gewölbt, Wirbel schwach aufgebläht; vom Wirbel schwache Radialrippen ausstrahlend, zwischen denen sich etwa in der Mitte der Schale gleich starke Rippen einschalten; außerdem feine, konzentrische Anwachsstreifen, die auf der äußeren Schalenseite, sowie auf den Ohren eine deutliche Gitterung hervorrufen; Ohren annähernd gleich groß, rechtwinklig, an den distalen Enden etwas abgerundet, ohne scharfe Grenze in den mittleren Teil der Schale übergehend.

Cassianella Ecki Joh. Böhm

Taf. 31, Fig. 12—15.

Cassianella Ecki Joh. Böhm, 1904. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 56, S. 95.

Joh. Böhm zeigte, daß diejenigen Cassianellen aus Oberschlesien, welche Beyrich, Eck und Frech mit *Cassianella tenuistria* von St. Cassian vereinigt hatten, eine selbständige Art darstellen.

Vorkommen: Selten im Oberen Wellenkalk.

Hierzu gehört vielleicht auch eine *Cassianella* (Fig. 15) aus dem 1. Wellenkalkhorizont ($mu_{1\alpha}$) von Königshütte. Ihre äußere Schalenoberfläche ist mit feinen, konzentrischen Anwachsstreifen versehen, das vordere Ohr kurz, gerundet und stark gewölbt. Von den Exemplaren aus dem Oberen Wellenkalk unterscheidet sie sich nur durch die Form des mittleren Schalenteils, der sich bei ihr nach dem Vorderrande zu ziemlich stark verbreitert.

Cassianella tenuistria Münster sp.

Eck erwähnt diese Art aus dem Oberen Wellenkalk. Durch die Untersuchungen von J. Böhm hat sich später ergeben, daß gewisse oberschlesische Cassianellen wohl mit der alpinen Art nahe verwandt, nicht aber identisch sind. Böhm führte daher für sie den Namen *Cassianella Ecki* ein (vergl. auch *Cassianella Ecki*).

Cassianella cf. decussata Münster

Cassianella cf. *decussata* Ahlburg, 1906. Die Trias im südlichen Oberschlesien. Abhandl. der Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 50, Taf. II, Fig. 5a, b, S. 61.

Hierzu stellt Ahlburg eine Anzahl Steinkerne aus der oberen Abteilung des Unteren Wellenkalks von Jast. Es sind Stücke von 10 mm Höhe, also etwas kleiner als die St. Cassianer Form;

sie sollen ihr aber im übrigen vollkommen gleichen. Die Radialskulptur ist auch auf den Steinkernen sichtbar.

Das Vorkommen von *Cassianella decussata* ist bisher auf die Fundstelle bei Jast beschränkt geblieben.

Velopecten Albertii Goldfuss sp.

Taf. 31, Fig. 16.

Pecten Albertii v. Alberti, 1864. Überblick über die Trias, S. 70.
Monotis Albertii Eck, 1865. Über die Formationen des bunten Sandsteins und des Muschelkalks in Oberschlesien, S. 54.

Vorkommen: Häufig im Röt und in den beiden unteren Horizonten des Unteren Wellenkalks, vereinzelt in den übrigen Schichten des Muschelkalks.

Pecten reticulatus v. Schlotheim.

Taf. 31, Fig. 17—21.

Pecten reticulatus v. Schlotheim, 1820—23. Nachträge zur Petrefaktenkunde. Taf. 45, Fig. 2, S. 43.
» » Goldfuss, 1826—44. Petrefacta Germaniae. Taf. LXXXIX, Fig. 2, S. 43.
» (*Velopecten*) *Arthaberi* Lukas Waagen, 1907. Die Lamellibranchiaten der Seisser Alb. Abhandl. d. K. K. R.-A., Bd. 18, Taf. XXXIV, Fig. 28a, b, S. 105.

Pecten reticulatus ist eine durch Radialrippen und konzentrische Anwachsstreifen verzierte Form, die zuerst von v. Schlotheim aus dem Thüringer Muschelkalk beschrieben wurde. Goldfuss erwähnte sie aus der Umgegend von Bayreuth. Giebel benannte einige Formen von Lieskau *Pecten Schröteri*, die sich durch die Ungleichheit der Ohren, durch Strahlenstreifen auf denselben, durch eine fein- und gleichberippte Depression der Schale vor dem kleineren Ohr, durch Radialstreifen zwischen den alternierend schwächeren und stärkeren Rippen, durch minder scharfe Absetzung des rechtwinkligen, größeren Ohres und durch einen bedeutend kleineren Schloßwinkel (85—90°) von *Pecten reticulatus* unterscheiden sollen. Eck faßte später beide Arten mit der Begründung zusammen, daß die aus Oberschlesien bekannt gewordenen Formen teils Merkmale der einen, teils Merkmale der anderen Art besäßen. Er fügte aber hinzu, daß eine feine Radialstreifung zwischen den alternierend schwächeren und stärkeren Rippen an

seinen Formen nicht wahrzunehmen sei. Das mir vorliegende, ziemlich reichhaltige Material aus Oberschlesien zeigt folgendes:

1. Die Berippung variiert; grob- und feinberippte Formen kommen nebeneinander vor.

2. Bei manchen Individuen ist das vordere Ohr, bei anderen das hintere Ohr schärfer gegen den mittleren Teil der Schale abgesetzt.

3. Die linke Schale besitzt stets ein kleineres, rechtwinkliges Ohr hinten und ein größeres, stumpfwinkliges Ohr vorn; die rechte Schale ein stumpfwinkliges Ohr hinten und ein etwas größeres, mit einem tiefen Byssusausschnitt versehenes Ohr vorn.

4. Die feine, intercostale Radialstreifung, die GIEBEL an den Lieskauer Exemplaren beobachtete, fehlt den oberschlesischen Formen.

Infolgedessen behalte ich den Namen *Pecten Schröteri* für die Formen von Lieskau bei. Dagegen scheinen mir die von v. SCHLOTHEIM und GOLDFUSS abgebildeten Exemplare nicht spezifisch von den oberschlesischen unterschieden zu sein.

Zu *Pecten reticulatus* gehört auch eine Art, welche LUKAS WAAGEN auf Taf. XXXIV, Fig. 28a, b als *Pecten (Velopecten) Arthaberi* abbildet und seiner Meinung nach in die Verwandtschaft des *Pecten subalternans* D'ORB. gehört. Der *Pecten* stimmt vollständig mit den etwas weiter berippten Formen des *Pecten reticulatus* aus dem Oberen Muschelkalk Oberschlesiens überein, die wiederum kaum von den häufig etwas enger berippten Exemplaren aus dem Unteren Muschelkalk verschieden sein dürften. Auch vermag ich zwischen dem von GOLDFUSS auf Taf. LXXXIX, Fig. 2, abgebildeten *Pecten reticulatus* und *Pecten Arthaberi* WAAGEN, abgesehen von der Größe, keinerlei Unterschiede festzustellen.

Vorkommen: Nicht selten in den oberen Horizonten des Oberen Wellenkalks, sowie in den Alt-Tarnowitzer Schichten (mo_1) und in den Groß-Wilkowitzer Konglomeratschichten (mo_2) des Oberen Muschelkalks.

Pecten discites v. SCHLOTHEIM

Taf. 31, Fig. 22, 23.

Pecten discites v. ALBERTI, 1864. Überblick über die Trias. S. 73.

cf. *Pecten Schmiederi* AHLBURG, 1906. Die Trias im südlichen Oberschlesien. Abhandl. der Königl. Preuß. Geol. L.-A., N. F., Heft 50, S. 58.

Vorkommen: Allenthalben häufig im Röt und Muschelkalk.

Pecten (Pleuronectites) laevigatus Bronn

Taf. 31, Fig. 24, 25.

Pecten vestitus Goldfuss, 1826—44. Petrefacta Germaniae. Taf. 98, Fig. 9, S. 72.

» *Schmiederi* Giebel, 1856. Die Versteinerungen im Muschelkalk von Lieskau. Taf. II, Fig. 7, Taf. VI, Fig. 1, S. 20.

Vorkommen: Selten im Unteren Wellenkalk, häufiger in den oberen Karchowitzer Schichten ($mu_{2\gamma}'$), sowie verkieselt in den erzführenden Dolomiten (mu_2') von Tarnowitz.

cf. Pecten Schmiederi Giebel

Ahlburg verwendete diese Bezeichnung für einen großen *Pecten*, der sich durch einen spitzen Schloßwinkel und einen deutlichen Byssusausschnitt am vorderen Ohr der rechten Schale von *Pecten discites* unterscheiden soll. Nach seinen Angaben kommen solche Exemplare häufiger bei Naklo vor. An der Hand seines Materials habe ich mich aber nicht davon überzeugen können, daß diese Stücke von *Pecten discites* verschieden sind, zumal Byssusausschnitte auch bei dieser Art vorkommen, und die Größe des Schloßwinkels gerade hier erheblichen Schwankungen unterworfen ist.

Formengruppe der Lima striata.

Hierzu gehört eine Anzahl von Formen, die zuerst von Goldfuss als *Lima lineata*, *radiata*, *striata* und *costata* beschrieben worden sind. v. Seebach erwähnte aus der Weimar'schen Trias nur *Lima striata*, *lineata* und *costata*. Eck hielt bei der Bearbeitung der oberschlesischen Exemplare nur *Lima striata* und *Lima costata* für selbständige Arten. Je nach der Beschaffenheit der Radialskulptur unterschied er von *Lima striata* die Varietäten *lineata*, *radiata* und *genuina*. Koken trennte in seinem Buche »Über die Leitfossilien« *Lima striata*, *Lima lineata* und *Lima costata* der Art nach von einander. *Lima radiata* betrachtete er dagegen als Varietät der *Lima lineata*. Ahlburg schloß sich in seiner Arbeit »Die Trias im südlichen Oberschlesien« der Auffassung Eck's an.

An der Hand des mir vorliegenden Materials bin ich zu der

Auffassung gelangt, daß *Lima costata* und *Lima striata* (im Sinne von Goldfuss) zunächst als verschiedene Arten gegenübergestellt werden müssen. *Lima radiata* Goldfuss und *Lima lineata* Goldfuss halte ich dagegen mit Eck für Varietäten der *Lima striata*, von denen überdies nur der var. *lineata* eine gewisse Bedeutung zukommt. Da die Formen der var. *radiata* häufig durch Übergänge, mit denen der *Lima striata* s. str. verbunden sind, indem viele Exemplare teils Linien, teils flache Falten als Radialskulptur aufweisen, und weil ferner diese Varietät auch kein besonderes geologisches Vorkommen besitzt, sondern sich stets mit *Lima striata* s. str. zusammen vorfindet, glaube ich sie mit der Hauptform vereinigen zu dürfen.

Lima striata Goldfuss

Taf. 32, Fig. 1, 2.

Lima striata Goldfuss, 1826—44. Petrefacta Germaniae. Taf. C, Fig. 1, S. 78.
» *radiata* » , 1826—44. Ibid. Taf. C, Fig. 3a, b u. 4, S. 79.
» *striata* var. *radiata* und var. *genuina* Eck, 1865. Über die Formationen des bunten Sandsteins und des Muschelkalks in Oberschlesien. S. 52 und 53.

Vorkommen: Selten in den Rötdolomiten, allgemein verbreitet im Unteren und Oberen Muschelkalk.

Lima striata Goldfuss var. lineata Eck

Taf. 32, Fig. 3.

Lima lineata Goldfuss, 1826—44. Petrefacta Germaniae. Taf. C, Fig. 3c, S. 79.
» *striata* var. *lineata* Eck, 1865. Über die Formationen des bunten Sandsteins und des Muschelkalks in Oberschlesien. S. 52.

Vorkommen: Allgemein verbreitet in den Rötkalken und im Unteren Muschelkalk.

Lima costata Goldfuss

Taf. 32, Fig. 4, 5.

Lima costata Goldfuss, 1826—44. Petrefacta Germaniae. Taf. C, Fig. 2, S. 79.
» » Dunker, 1851. Palaeontographica. Bd. I, Taf. XXXIV, Fig. 25, S. 291.
» » Eck, 1865. Über die Formationen des bunten Sandsteins und des Muschelkalks in Oberschlesien. S. 98.
» » Ahlburg, 1906. Die Trias im südlichen Oberschlesien. Abhandl. der Königl. Preuß. Geol. L.-A., N. F., Heft 50, S. 60.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Unterscheidet sich von *Lima striata* durch ihre kantenförmig zugeschärften Falten, die als feine Gradrücken vom Wirbel nach dem Schalenrande hin ausstrahlen.

Vorkommen: Nicht selten im 3. Wellenkalkhorizont ($mu_{1\beta}$), sowie im Oberen Wellenkalk.

Lima tarnowitzensis n. sp.

Taf. 32, Fig. 6, 7.

Schale schief, stark gewölbt, mit zugespitztem, wenig eingekrümmtem, etwas übergreifendem Wirbel. Schalenoberfläche mit kräftigen, vom Wirbel ausstrahlenden, gleichweit entfernt stehenden, radialen Hauptrippen, zwischen denen sich nach dem Schalenrande zu je eine schwächere einfügt; feine, konzentrische Anwachsstreifen auf der äußeren Oberfläche der Schale und der Ohren; Oberfläche des Steinkerns glatt. Ohren bei ausgewachsenen Exemplaren klein, bei Jugendexemplaren relativ größer; vorderes Ohr stumpfwinklig und schmal, hinteres Ohr spitzwinklig ausgezogen.

Lima tarnowitzensis ist nur aus den Feuersteinen der erzführenden Dolomite von Tarnowitz in einer beschränkten Anzahl von Exemplaren bekannt geworden. Sie besitzt weder in der deutschen noch in der alpinen Trias nähere Verwandte. Wahrscheinlich gehört sie zur Gruppe der *Lima angulata*, welche Münster und Bittner von St. Cassian beschrieben haben. Von *Lima angulata* selbst unterscheidet sie sich schon recht wesentlich durch den äußeren Umriß, sowie durch die zahlreichen schwächeren Rippen, welche mit den kantenförmig hervortretenden Hauptrippen alternieren.

Lima Beyrichi Eck

Taf. 32, Fig. 8.

Lima Beyrichi Eck, 1865. Die Versteinerungen des bunten Sandsteins und des Muschelkalks in Oberschlesien. Taf. I, Fig. 7, S. 52.

» aff. *subpunctata* Bittner, 1895. Lamellibranchiaten der alpinen Trias. Abh. d. K. K. R.-A., Bd. 18, Heft 1, Taf. XXI, Fig. 21, 23, 24, S. 172.

» *subpunctata* Ahlburg, 1906. Die Trias im südlichen Oberschlesien. Abh. der Königl. Preuß. Geol. L.-A., N. F., Heft 50, S. 59.

Diese Art wurde zuerst von Eck aus Oberschlesien beschrieben und später von Salomon mit *Lima subpunctata* d'Orb. aus

den Marmolatakalken vereinigt. BITTNER kam bei der Bearbeitung der Lamellibranchiaten der alpinen Trias zu dem Ergebnis, daß *Lima Beyrichi* und *Lima subpunctata* als selbständige Arten zu betrachten wären. *Lima Beyrichi* sei in der Wirbel- und Schloßgegend relativ viel schmaler als die St. Cassianer Art und weise auch deshalb beträchtlich verschiedene Umrisse auf. AHLBURG hielt dagegen diese Trennung nicht für berechtigt und betonte vor allem, daß der Apikalwinkel der schlesischen Formen auch öfter 90° überschreite.

Fraglos sind beide Arten sehr nahe mit einander verwandt. Das umfangreiche Material, welches mir aus allen Teilen Oberschlesiens vorliegt, scheint mir die Ansicht BITTNER's zu rechtfertigen. Abgesehen davon, daß die oberschlesische Art stets oben relativ schmaler erscheint als die von St. Cassian, erreicht der Apikalwinkel nach den von BITTNER gegebenen Abbildungen (Taf. XXI, Fig. 19) gelegentlich eine Größe, wie wir ihn niemals an einem oberschlesischen Exemplar wahrnehmen können. Hier liegt er an Jugendexemplaren ein wenig unter 90°, an ausgewachsenen Formen nur ausnahmsweise einmal etwas darüber. Ferner erscheint auch der Vorderrand der *Lima subpunctata* in vielen Fällen etwas nach vorn gezogen, bevor er in den gerundeten Bauchrand übergeht. Dieses Merkmal fehlt der *Lima Beyrichi*. Eine gute Übereinstimmung mit letzterer zeigen indessen einige bei BITTNER auf Taf. XXI, Fig. 21, 23 und 24 abgebildete und als *Lima* aff. *subpunctata* bezeichnete Stücke von Strada-Frugone in Iudikarien.

Vorkommen: Allenthalben häufig in der oberen Abteilung des Unteren Wellenkalks, selten in den jüngeren Schichten des Unteren Muschelkalks.

Hörnesia socialis v. SCHLOTHEIM sp.

Taf. 32, Fig. 10.

Gervillia socialis GOLDFUSS, 1826—44. Petrefacta Germaniae. Taf. CXVII, Fig. 2, S. 128.

» » CREDNER, 1851. Gervillien der Triasformation. N. Jahrb. f. Min., Taf. VI, Fig. 1, S. 643.

Vorkommen: Allenthalben häufig im Röt, sowie im Unteren und Oberen Muschelkalk.

Hörnesia subglobosa Credner sp.

Taf. 32, Fig. 11 und Textfig. 2.

Figur 2.



2/1

Gervillia subglobosa Credner, 1851. Gervillien der Triasformation. N. Jahrb. für Min. Taf. VI, Fig. 2, S. 646.

Hörnesia » Ahlburg, 1906. Die Trias im südlichen Oberschlesien. Abhandl. der Königl. Preuß. Geol. L.-A. N. F. Heft 50, S. 24, 61, 84.

Vorkommen: Selten im Röt und Unteren Muschelkalk.

Gervilleia mytiloides v. Schlotheim sp.

Taf. 32, Fig. 12—14.

Gervillia mytiloides v. Seebach, 1861. Die Conchylien der Weimarischen Trias. Zeitschrift der Deutschen geol. Ges., S. 594.

Auf den stark wechselnden Umriß der zu dieser Art gehörigen Formen hat bereits v. Seebach aufmerksam gemacht, welcher daher *Gervillia polyodonta* Credner, *Gervillia Albertii* Credner und *Gervillia modiolaeformis* mit der Schlotheim'schen Art vereinigte. Auch die aus Oberschlesien bekannt gewordenen Exemplare variieren in dieser Beziehung ziemlich erheblich, so daß man zunächst geneigt ist, die extremsten Formen als besondere Arten anzusprechen. Z. B. haben manche Exemplare einen kurzen Schloßrand und einen weit nach hinten gezogenen Hinterrand, denen andere mit langem Schloßrand und kurz abgerundetem Hinterrande gegenüberstehen. Daneben gibt es aber alle möglichen Übergangsformen, die auch gewöhnlich mit den extrem entwickelten Exemplaren zusammen vorkommen.

Vorkommen: Allenthalben häufig im Röt und Unteren Wellenkalk.

Gervilleia costata v. Schlotheim sp.

Taf. 32, Fig. 16, 17.

Gervilleia costata Frantzen, 1886. Über *Gervillia Goldfussi* v. Strombeck. Dieses Jahrb. Taf. X, Fig. 6, S. 307.

Gervillia costata Hohenstein, 1913. Beiträge zur Kenntnis des Mittleren Muschelkalks und des Unteren Trochitenkalks am östlichen Schwarzwaldrand. Geol. und Pal. Abh. N. F. Bd. 12, Taf. 1 (XII), Fig. 39—41, S. 51 (223).

Die Unterschiede zwischen *Gervilleia costata* und der ihr nahe verwandten *Gervilleia Goldfussi* hat Frantzen ausführlich besprochen. Er schlägt vor, bis weitere Untersuchungen die Verhältnisse vollkommen geklärt hätten, alle glatten Formen mit größerem Außenwinkel zu *Gervillia Goldfussi*, dagegen alle stark konzentrisch gerippten Formen zu *Gevillia costata* zu stellen.

Das mir vorliegende Material reicht leider nicht aus, die Lösung der Frage wesentlich zu fördern. Ich möchte nur bemerken, daß bei fast allen meinen Exemplaren mit kleinerem Achsenwinkel auch der Hinterflügel in eine mehr oder weniger deutliche Spitze ausgezogen ist, während er bei den anderen Formen höchstens als spitzer Winkel hervortritt. *Gervilleia costata* zeigt daher stets ein etwas zierlicheres Aussehen als *Gervilleia Goldfussi*. Konzentrische Runzelskulptur kommt auch bei der *G. Goldfussi* vor.

Vorkommen: Allenthalben häufig im Röt und in der unteren Abteilung des Unteren Wellenkalks, etwas seltener in den übrigen Muschelkalkschichten.

Gervilleia Goldfussi v. Strombeck

Taf. 32, Fig. 18.

Gervillia Goldfussi Frantzen, 1886. Über *Gervillia Goldfussi* v. Strombeck. Dieses Jahrb. Taf. X, Fig. 1—5, S. 307.

» » E. Phillippi, 1898. Die Fauna des Unteren Trigonodusdolomits vom Hühnerfeld bei Schwieberdingen. Jahreshefte des Vereins für vaterländische Naturkunde in Württemberg Bd. 54, Taf. IV, Fig. 6 und 7, S. 156.

Vorkommen: Vereinzelt im ganzen Unteren und Oberen Muschelkalk mit Ausnahme der Boruschowitzer Mergelschiefer, häufiger nur in den obersten Schichten des Diploporendolomits ($mu_{2\delta}$).

Gervilleia modiola Frech

Taf. 32, Fig. 15, 19, 20.

Gervilleia modiola Frech, 1912. Neue Zweischaler und Brachiopoden aus der Bakonyer Trias, S. 9, Textfig. 6; a. d. Resultaten der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees. Bd. 1, Teil 1, Anhang Bd. II.

Gervilleia modiola Frech, 1912. Die Leitfossilien der Werfener Schichten. Taf. I, Fig. 7, S. 10; ebend.

Diese Art ist zuerst aus dem Oberen Buntsandstein von Ungarn und Galizien bekannt geworden. Sie kommt auch vereinzelt im Unteren Muschelkalk von Oberschlesien vor. 2 Exemplare stammen aus dem Horizont der Konglomeratbänke ($mu_{1\beta}$) von Roitza und eines aus den Feuersteinen des erzführenden Dolomits von Tarnowitz. Dagegen ist sie im Röt Oberschlesiens bisher nicht beobachtet worden.

Gervilleia elegans n. sp.

Taf. 32, Fig. 21.

Es liegt eine gut erhaltene linke Klappe aus den Feuersteinen der erzführenden Dolomite von Tarnowitz vor.

Umriß schief dreieckig; Schale stark gewölbt; Hauptwölbung in der Diagonalrichtung vom Wirbel zur hinteren Ecke des Hinterrandes gelegen, kurz vor der Mitte am bedeutendsten; Wirbel spitz, deutlich über den Schloßrand erhoben, nach vorn eingekrümmt; vorderes Ohr groß, gerundet, undeutlich gegen den mittleren Teil der Schale abgesetzt; Hinterrand im rechten Winkel gegen den Schloßrand stoßend, weit nach hinten gezogen; Bauchrand gleichmäßig gerundet, ohne deutliche Grenze in den weit vorgezogenen Vorderrand übergehend; äußere Schalenoberfläche mit feinen, konzentrischen Anwachsstreifen bedeckt; Steinkern glatt.

Gervilleia elegans hat weder in der germanischen noch in der alpinen Trias nähere Verwandte. Dagegen scheint ihr eine Form aus dem obersten Tirolites-Mergel von Csopak in Ungarn recht nahe zu stehen, die Frech als cf. *Gervilleia exporrecta* Lepsius (Leitfossilien der Werfener Schichten und Nachträge, 1912, Taf. I, Fig. 5a; a. d. Result. der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees. Bd. 1, Teil 1, Anhang Bd. II) bestimmte. Von dieser unterscheidet sie sich aber hauptsächlich durch ihre stärkere Wölbung. Ferner geht der mediane Teil der Schale bei ihr allmählich in die beiden Flügel über, während er bei cf. *Gervilleia exporrecta* Frech namentlich in der Wirbelgegend scharf und unvermittelt hervortritt. Mit der echten *Gervilleia exporrecta* Lepsius

hat die vorliegende Art keine näheren Beziehungen. Von der heimischen *Gervilleia costata* unterscheidet sie sich vor allem durch die Ausbildung des vorderen Ohres, das hier scharf abgesetzt und wesentlich kleiner ist als bei *Gervilleia elegans*. Auch der Umriß der Schalen ist bei beiden Arten ganz verschieden. Während *Gervilleia elegans* einen fast dreieckigen Umriß besitzt, ist der von *Gervilleia costata* vierseitig oder rhombisch.

Mysidioptera fassaënsis Salomon sp.

Taf. 32, Fig. 22a, b, 23.

Mysidioptera fassaënsis Bittner, 1895. Lamellibranchiaten der alpinen Trias. Abh. d. K. K. R.-A., Bd. 18, Heft 1, Taf. XXI, Fig. 8—10.

Es liegen zwei rechte Schalen und eine linke aus den Feuersteinen der erzführenden Dolomite von Tarnowitz vor, die mit den von Bittner auf Taf. XXI, Fig. 8—10, gegebenen Abbildungen gut übereinstimmen. Die linke Klappe ist klein und gehört wahrscheinlich zu einem Jugendexemplar. Sie besitzt nur relativ wenige radiale Rippen auf der äußeren Schalenoberfläche. Die beiden rechten Schalen sind erheblich größer und durch zahlreiche, ziemlich kräftige Radialrippen verziert, die von konzentrischen Anwachsstreifen mehrfach unterbrochen werden.

Mytilus (Myalina) eduliformis v. Schlotheim forma praecursor Frech

Taf. 33, Fig. 1—3.

Mytilus vetustus Eck, 1865. Über die Formationen des bunten Sandsteins und des Muschelkalks in Oberschlesien, S. 56 u. 99.

» *eduliformis* Ahlburg, 1906. Die Trias im südlichen Oberschlesien. Abhandl. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 50, S. 24 u. 61.

» *eduliformis* mut. *praecursor* Frech, 1912. Neue Zweischaler der Bakonyer Trias, S. 21, Textfig. Nr. 23, 24, 25; a. d. Result. d. wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees, 1. Bd., 1. Teil, Anhang Bd. II.

» (*Myalina*) *eduliformis* forma *praecursor* Hohenstein, 1913. Beiträge zur Kenntnis des Mittleren Muschelkalks und des Unteren Trochitenkalks am östlichen Schwarzwaldrand. Geol. u. Pal. Abh., N. F., Bd. 12, Taf. I (XII), Fig. 15a, b u. 33, S. 54 (226).

Alle aus Oberschlesien bekannt gewordenen *Mytilus*-Formen gehören zu *Mytilus eduliformis* forma *praecursor* Frech. Dieser

ist breiter, flacher gewölbt und besitzt einen spitzeren Wirbel, als die bei Schlotheim abgebildete Hauptform.

Vorkommen: Selten im Röt und Unteren Wellenkalk, häufiger im Oberen Wellenkalk.

Aviculomyalina n. g.

Dickschalig, schwach gewölbt, gleichklappig; Wirbel terminal, spitz; Schloßrand gerade, zahnlos, hinten in einen Flügel ausgezogen; vorderes Ohr fehlend; Band in einer dem Schloßrand parallelen Furche; Muskeleindrücke unbekannt.

Aviculomyalina gehört zur Familie der Myaliniden und dort in die nähere Verwandtschaft von *Mysidia* und *Mysidioptera*. Von diesen beiden Gattungen unterscheidet sie sich hauptsächlich durch den längeren Schloßrand, der die Schale nach hinten zu in einen breiten Flügel ausdehnt.

Diese neue Gattung ist vorläufig nur durch eine Art:

Aviculomyalina lata n. sp.

Taf. 33, Fig. 4, 5,

vertreten, von der eine Anzahl Exemplare in den Feuersteinen der erzführenden Dolomite, sowie in den oberen Karchowitzer Schichten von Tarnowitz gefunden worden ist.

Schale vierseitig, dick, sehr flach; Wirbel terminal, spitz; Schloßrand gerade, lang, hinten in einen stumpf endenden Flügel ausgezogen; Vorderrand lang, unter dem Wirbel schwach eingebogen; Bauchrand dem Schloßrand annähernd parallel, durch Rundungen mit dem Vorder- und Hinterrande verbunden; Band dem ganzen Schloßrand folgend; Schloßzähne fehlend; äußere Schalenoberfläche mit kräftigen, unregelmäßigen, etwa konzentrisch verlaufenden Runzeln verziert, die sich z. T. noch auf dem Steinkern geltend machen.

Eck bestimmte die hierher gehörigen Formen als cf. *Perna vetusta*, mit der sie auch im äußeren Umriß große Ähnlichkeit besitzen. Er betonte aber gleichzeitig, daß sich die Identität nicht mit Sicherheit behaupten ließe, da die charakteristischen Ligamentgruben der Gattung *Perna* an seinen Exemplaren nicht zu beobachten gewesen seien.

Myoconcha gastrochaena Dunker sp.

Taf. 33, Fig. 6, 9, 10.

Myoconcha gastrochaena Eck, 1872. Rüdersdorf und Umgegend. Abhandl. zur geol. Spezialkarte von Preußen, Bd. I, Heft 1, Taf. I Fig. 7, S. 91.

» » Walter, 1906. Zwölf Tafeln der verbreitetsten Fossilien aus dem Buntsandstein und Muschelkalk der Umgegend von Jena, Taf. VI, Fig. 28, S. 27.

Umriß querverlängert-rhombisch; eine mehr oder weniger deutliche transversale Kante vom Wirbel aus nach dem Hinterrand hin verlaufend; gelegentlich noch eine schwach angedeutete Kante zwischen Schloßrand und Hauptkante, die aber nur selten den Hinterrand erreicht; Bauchrand dem Schloßrand parallel, meist im vorderen Teile schwach eingebuchtet; Schale diagonal aufgetrieben, mit einem ausgeprägten Steilabfall nach dem Schloßrande zu; Wirbel weit nach vorn gerückt, eingekrümmt; unter dem Wirbel eine kräftige, etwas nach vorn gebogene Muskularleiste; äußere Schalenoberfläche mit schwachen, konzentrisch verlaufenden, durch die Transversalkante geknickten Anwachsstreifen verziert, die sich bei alten Exemplaren auch teilweise auf dem Steinkern ausprägen.

Bei manchen Exemplaren wird die scharfe Transversalkante durch eine gerundete ersetzt, was aber den Charakter der Form selbst nicht wesentlich verändert. Das wichtigste Merkmal für diese Art bildet der Steilabfall der Schale zwischen der Hauptdiagonalkante und dem Schloßrand, der in dieser Weise bei keiner anderen *Myoconcha* hervortritt.

Vorkommen: Allenthalben häufig im Röt und in der unteren Abteilung des Unteren Wellenkalks, wesentlich seltener in den jüngeren Horizonten des Unteren Wellenkalks und im Oberen Wellenkalk.

Myoconcha Roemeri Eck

Taf. 33, Fig. 7, 8.

Myoconcha Roemeri Eck, 1872. Rüdersdorf und Umgebung. Abhandl. zur geol. Spezialkarte von Preußen, Bd. I, Heft 1, Taf. I, Fig. 8, S. 91.

» » Ahlburg, 1906. Die Trias im südlichen Oberschlesien. Abhandl. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 50, S. 27.

Eck führte für Myoconchen mit gleichmäßiger Schalenwölbung und ohne Einbuchtung des Bauchrandes den Namen *Myoconcha Roemeri* ein. Als Beispiel bildete er (a. a. O.) leider nur den Steinkern einer Jugendform ab. Auch die Beschreibung, die Eck von dieser Art gab, ist z. T. unvollständig. Das Hauptmerkmal für *M. Roemeri* ist die ziemlich gleichmäßige Wölbung der Schale, welche die stumpfe, bisweilen etwas geschwungene Diagonalkante nur wenig beeinträchtigt. Die Einbuchtung des Bauchrandes fehlt zwar häufig an jüngeren Exemplaren, ist aber an ausgewachsenen in der Regel vorhanden. Sie liegt etwas weiter nach der Mitte zu als bei *M. gastrochaena*. Auch das Verhältnis von Breite zu Länge ist bei beiden Arten verschieden. Es beträgt bei *M. Roemeri* gewöhnlich etwa 1 : 2, seltener 1 : 2,5, bei *M. gastrochaena* dagegen gewöhnlich 1 : 3. *M. Roemeri* erscheint daher auch kürzer und gedrungener als *M. gastrochaena*. Ferner fehlt der *M. Roemeri* stets die zweite Diagonalkante, die häufig an Exemplaren der anderen Art zwischen Schloßrand und Hauptkante beobachtet wird.

Vorkommen: *Myoconcha Roemeri* findet sich am häufigsten in den Rötdolomiten. Die Exemplare sind hier meist sehr klein und machen daher den Eindruck von Jugendformen. In den Rötkalken und in den tiefsten Schichten des Unteren Wellenkalks werden die Formen wesentlich größer, kommen aber viel seltener als in den Rötdolomiten vor. Im ersten Wellenkalkhorizont (mu_{1a}) scheint diese Art bereits ausgestorben zu sein.

Myoconcha bicostata n. sp.

Taf. 33, Fig. 11.

Umriß querelliptisch, doppelt so lang als breit; Schloßrand gerade, an einer stumpfen Ecke gegen den stark gebogenen Hinterrand abgesetzt. Bauchrand schwach nach außen gebogen, ohne scharfe Grenze in den Hinterrand übergehend; Wirbel eingekrümmt, weit nach vorn gerückt; 2 schwache Kanten vom Wirbel ausstrahlend, die eine nach der Grenze von Vorder- und Hinterrand, die andere nach der Mitte des Hinterrandes zu verlaufend; Schalenoberfläche

mit konzentrischen Anwachsstreifen bedeckt, die durch die beiden Kanten geknickt werden.

Myoconcha bicostata steht der *Myoconcha gastrochaena* sehr nahe, unterscheidet sich aber von ihr hauptsächlich durch das Fehlen des Steilabfalls der Schale zwischen der diagonalen Hauptkante und dem Schloßrande. Dadurch erscheint *Myoconcha bicostata* gleichmäßiger gewölbt und erinnert in dieser Beziehung an *Myoconcha Goldfussi* Eck, *Myoconcha Roemeri* Eck, sowie an eine Form aus dem Röt, die ich als *Myoconcha* sp. weiter unten aufgeführt habe.

Vorkommen: Nicht häufig in den Rötkalken und in den tieferen Horizonten des Unteren Wellenkalks.

Myoconcha Goldfussi Dunker sp.

Taf. 33, Fig. 12.

Myoconcha Goldfussi Eck, 1872. Rüdersdorf und Umgebung. Abhandl. zur Geol. Spezialkarte von Preußen, Bd. I, Heft 1, Taf. I, Fig. 6, S. 90.

? » *gastrochaena* E. Philippi, 1898. Die Fauna des Unteren Trigonodusdolomits vom Hühnerfeld bei Schwieberdingen. Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württemberg, 55. Jahrg. Taf. V, Fig. 4, S. 163.

Myoconcha Goldfussi unterscheidet sich von *M. gastrochaena* und *M. bicostata* hauptsächlich dadurch, daß sie sich nach hinten zu allmählich verbreitert. Daher fehlt ihr auch der parallelepipedische Umriß der anderen beiden Arten.

Vorkommen: Selten in den Feuersteinen des erzführenden Dolomits (mu_2'), sowie in den oberen Karchowitzer Schichten ($mu_{2\gamma}'$) von Tarnowitz.

Zu dieser Art gehört wahrscheinlich auch eine Form, die E. Philippi (a. a. O.) als *Myoconcha gastrochaena* aus dem Trigonodusdolomit von Schwieberdingen anführt. Abgesehen davon, daß sie nicht den für die *Myoconcha gastrochaena* charakteristischen Steilabfall der Schale zwischen der Hauptdiagonalkante und dem Schloßrand besitzt, und die Wölbung ihrer Schale daher eine viel gleichmäßigere ist, divergieren hier Schloß- und Bauchrand ganz in der gleichen Weise wie bei *Myoconcha Goldfussi.*

Myoconcha sp.

Taf. 33, Fig. 13.

Im Rötdolomit des Holzschachtes der Radzionkaugrube fanden sich einige Steinkerne der Gattung *Myoconcha* mit oblongem Umriß und einer ganz schwach angedeuteten transversalen Kante vor, die wahrscheinlich nicht zu *Myoconcha gastrochaena* gehören. Es sind sehr flach gewölbte Formen, denen der für die *M. gastrochaena* charakteristische Steilabfall der Schale zwischen Hauptdiagonalkante und Schloßrand fehlt. Ferner sind sie stets vorn etwas schmäler als hinten. Die schwache Transversalkante ruft keine Knickung der zarten Anwachsstreifen hervor. Da nur Steinkerne vorliegen, ist von einer spezifischen Benennung abgesehen worden.

cf. Myoconcha Brunneri v. Hauer

Myoconcha Brunneri typus Salomon, 1895. Geologische und paläontologische Studien in der Marmolata. Palaeontographica, Bd. 42, Taf. V, Fig. 27—32, S. 162.

Es liegen eine Anzahl kleiner Steinkerne aus den Feuersteinen der erzführenden Dolomite von Tarnowitz vor, die mit den Abbildungen bei Salomon (a. a. O.) von Steinkernen der *Myoconcha Brunneri* typus gut übereinstimmen. Da aber Bestimmungen von Myoconchen nicht ausschließlich auf Grund von Steinkernen durchgeführt werden können, ist die Zugehörigkeit dieser Steinkerne zu der alpinen Art natürlich unsicher.

Myoconcha Mülleri Giebel sp.

Taf. 33, Fig. 14, 15.

Mytilus Mülleri Giebel, 1856. Versteinerungen im Muschelkalk von Lieskau. Taf. III, Fig. 2, 4, Taf. VI, Fig. 9, S. 35.

Myoconcha Thielaui v. Stromb. sp. var. *genuina* Eck, 1872. Rüdersdorf und Umgegend. Abhandl. zur geol. Spezialkarte von Preußen, Bd. I, Heft 1, Taf. 1, Fig. 5, S. 92.

» v. Stromb. sp. var. *elongata* Eck, 1872. Ebend., Taf. I, Fig. 5a, S. 92.

Salomon wies mit Recht darauf hin, daß es nicht zulässig wäre, für die bei Giebel als *Mytilus Mülleri* abgebildeten Formen den Namen *Thielaui* v. Stromb. einzuführen. v. Strombeck habe

ihn in seiner Arbeit für Steinkerne gebraucht, von denen es nicht nachweisbar sei, ob die dazu gehörigen Schalen radiale Berippung auf ihrer Außenseite besaßen oder nicht.

Eck bezeichnete die kurzen, gedrungenen Formen von *Myoconcha Mülleri* (= *Thielaui* bei Eck) als var. *genuina*, die längeren und schmäleren als var. *elongata*. Diese Verschiedenheit dürfte aber nach meinem Material lediglich durch Altersunterschiede bedingt sein.

Vorkommen: Ziemlich selten in den Feuersteinen der erzführenden Dolomite (mu_2') und in den oberen Karchowitzer Schichten ($mu_{2\gamma}'$) bei Tarnowitz, sowie in den Diploporendolomiten ($mu_{2\delta}$) von Himmelwitz und Granietz.

Myoconcha Beyrichi Noetling

Taf. 33, Fig. 16, 17.

Myoconcha Beyrichi Noetling, 1880. Die Entwicklung der Trias in Niederschlesien. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 32, Taf. XIV, Fig. 6, 6a, S. 328.

Aus den Feuersteinen der erzführenden Dolomite von Tarnowitz liegen die Steinkerne einer linken und einer rechten Schale sowie ein hierzu gehöriges Schalenbruchstück vor. Eine Abweichung von der niederschlesischen Form ist insofern vorhanden, als das Schalenfragment 7 kräftige Hauptrippen besitzt, zwischen denen sich teils schwächere, teils stärkere Nebenrippen einschalten, während die Noetling'schen Originale nur 5 kräftige Hauptrippen aufzuweisen haben, zwischen denen ganz schwache Nebenrippen liegen.

Wahrscheinlich gehört auch hierher ein Steinkern aus den erzführenden Dolomiten, der auf Taf. 33, Fig. 17, abgebildet ist. Während sonst diese Art glatte Steinkerne besitzt, ist dieser mit 5 kräftigen Radialrippen verziert, die hinten bis zur Mantellinie reichen. Im übrigen stimmt er aber gut mit denjenigen der *Myoconcha Beyrichi* überein.

Mit *Myoconcha Beyrichi* ist eine Form sehr nahe verwandt, wahrscheinlich sogar identisch, die Bittner aus dem Muschelkalk von Hajmáskér (Trias-Lamellibranchiaten des Bakony, Taf. VII,

Fig. 24) als *Myoconcha pavida* beschreibt. Beide Arten stimmen in Umriß und Skulptur der äußeren und inneren Schalenoberfläche nahezu überein. Nur treten bei der oberschlesischen Form die konzentrischen Anwachsringe nicht so sehr hervor wie bei *M. pavida*. Ob dieses Unterscheidungsmerkmal allerdings ausreicht, die Selbständigkeit der ungarischen Art zu rechtfertigen, dürfte immerhin zweifelhaft sein.

Modiola triquetra v. Seebach

Taf. 33, Fig. 18—20.

Modiola triquetra v. Seebach, 1861. Die Conchylienfauna der Weimarischen Trias. Zeitschrift d. Deutsch. geol. Ges., Bd. 13, Taf. XIV, Fig. 6, S. 599.
» sp. F. Roemer, 1870. Geologie von Oberschlesien Taf. X, Fig. 6.
» *triquetra* Walter, 1906. Zwölf Tafeln der verbreitetsten Fossilien aus dem Buntsandstein und Muschelkalk der Umgegend von Jena. Taf. VI, Fig. 30, S. 28.
cf. *Modiola cristata* Ahlburg, 1906 Die Trias im südlichen Oberschlesien. Abhandlungen der Königl. Geol. L.-A., N. F., Heft 50, S. 24.

Vorkommen: Allenthalben häufig in den Rötdolomiten, vereinzelt in den Rötkalken.

Modiola cristata v. Seebach

Taf. 33, Fig. 21.

Modiola cristata v. Seebach, 1861. Die Conchylienfauna der Weimarischen Trias. Zeitschrift d. Deutsch. geol. Ges, Bd. 13, Taf XIV, Fig. 7a, b, S. 599.

Eck bezog hierauf einige Steinkerne aus den Diploporendolomiten von Himmelwitz, die mit den von v. Seebach gegebenen Abbildungen gut übereinstimmen. Das in der Ahlburg-schen Sammlung vorgefundene, als cf. *Modiola cristata* bezeichnete Exemplar aus dem Rötdolomit von Lendzin gehört zu *Modiola triquetra*.

Modiola Mathildis n. sp.

Taf. 33, Fig. 22, 23a, b.

Schale am Wirbel ziemlich schmal, sich nach hinten zu keilförmig verbreiternd, stark gewölbt, in der Mitte am bedeutendsten, nach dem vorderen Rande zu plötzlich steil abfallend; Schloßrand fast gerade, allmählich in den stark gerundeten Hinterrand übergehend; Bauchrand deutlich eingebuchtet; äußere Schalenoberfläche mit feinen, konzentrischen Anwachsstreifen versehen.

Modiola Mathildis steht in ihrem äußeren Umrisse der *Modiola Paronai* Bittner (Bittner, Die Lamellibranchiaten der alpinen Trias, Taf. V, Fig. 19) aus den Lombardischen Raibler Schichten von Ceratello sehr nahe. Die alpine Form ist aber wesentlich flacher gewölbt als diese.

Vorkommen: Nicht häufig in den Feuersteinen der erzführenden Dolomite (mu_2') und in den oberen Karchowitzer Schichten ($mu_{2\gamma}'$) von Tarnowitz.

Lithodomus rhomboidalis v. Seebach

Die von Ahlburg als *Lithodomus rhomboidalis* bestimmten Formen gehören, wie ich mich an der Hand seines Materials überzeugen konnte, zu *Gervilleia mytiloides*. Ob dagegen das von Eck aus den kavernösen Rötkalken von Brzezinka als cf. *Lithodomus rhomboidalis* angeführte Stück ebenfalls zu *Gervilleia* gehört, muß dahingestellt bleiben, da es nicht mehr aufzufinden war.

Lithodomus priscus Giebel sp.

erwähnen Eck aus dem Röt von Plaza, Bobrek und Brzezinka, Ahlburg von Lendzin. Ich habe aber diese Art weder in der Sammlung von Eck noch von Ahlburg vorgefunden, auch selbst nicht in Oberschlesien beobachtet.

Nucula Goldfussi v. Alberti sp.

Taf. 33, Fig. 24, 25.

Nucula Goldfussi v. Alberti, 1864. Überblick über die Trias. S. 101.

Vorkommen: Allenthalben häufig im Röt und in den tieferen Horizonten des Unteren Wellenkalks, vereinzelt im Oberen Wellenkalk.

Macrodon impressum Münster sp.

Taf. 34, Fig. 1—3.

Macrodon impressum Noetling, 1880. Die Entwicklung der Trias in Niederschlesien. Zeitschrift d. Deutsch. geol. Ges., Bd. 32, Taf. XIV, Fig. 5, 5a, b, c, S. 325.

Vorkommen: Selten im Röt und Unteren Wellenkalk, häufiger im Oberen Wellenkalk.

Macrodon esinense Stoppani sp.

Taf. 34, Fig. 4.

Macrodon esinense Bittner, 1895. Lamellibranchiaten der alpinen Trias. Abhandl. d. K. K. Geol. R.-A., Bd. 18, Heft 1, Taf. XV, Fig. 17 u. 18, S. 121.

Bittner (a. a. O.) bildet aus dem Esinokalk zwei rechte Schalen von *Macrodon esinense* ab, denen eine linke aus den erzführenden Dolomiten von Tarnowitz entsprechen dürfte.

Macrodontella n. g.

Schalen gewölbt; Umriß trapezförmig; Wirbel vor der Mitte gelegen; Bandarea niedrig, parallel gestreift; Schloßrand gerade; unter dem Wirbel einige schiefe Querzähnchen, hinten lange, dem Schloßrand parallele Leistenzähne.

Macrodontella gehört in die Familie der *Arcidae* und steht dort der Gattung *Macrodon* am nächsten. Sie ist vorläufig nur durch eine Art

Macrodontella lamellosa n. sp.

Taf. 34, Fig. 5, 6 und Textfig. 3.

Figur 3.



2/1

vertreten, die in einer Anzahl Exemplare aus den Feuersteinen der erzführenden Dolomite von Tarnowitz bekannt geworden ist.

Umriß trapezförmig; beide Schalen hoch gewölbt. Wirbel vor der Mitte gelegen, etwas aufgetrieben, nach vorn eingekrümmt; äußere Schalenoberfläche mit zahlreichen, etwas lamellösen Anwachsringen versehen; Schloßrand gerade; unter dem Wirbel etwa 7 kerbförmige Querzähnchen, welche die Neigung haben, sich nach hinten zu dem Schloßrande parallel zu stellen. Am hinteren Ende des Schloßrandes 2 — 3 lange, dem Schloßrande parallele Leistenzähne. Schloßrand an einer stumpfen Ecke gegen den fast

gerade verlaufenden Hinterrand abgesetzt; Bauchrand schwach ausgebogen; Vorderrand gerundet, weit vorgezogen; Bandarea niedrig, deutlich parallel gestreift.

cf. **Anoplophora (Pleuromya?) impressa** v. Alberti

Taf. 34, Fig. 7a, b.

Anoplophora impressa v. Alberti, 1864. Überblick über die Trias. Taf. V, Fig. 2, S. 138.

Zu dieser Art gehört wahrscheinlich eine rechte Schale aus den tieferen Schichten des Unteren Wellenkalks, welche sich in der »Sammlung Grundey« vorfand.

Umriß quer elliptisch-verlängert; Schale gewölbt, mit einer Einbuchtung versehen, die sich vom Wirbel aus nach dem Bauchrande zu erstreckt; Wirbel hoch über den Schloßrand erhoben, etwa im ersten Drittel der Schalenlänge gelegen; äußere Schalenoberfläche glatt.

Bei der von v. Alberti abgebildeten Form liegt der Wirbel noch etwas weiter vorn, als bei dem vorliegenden Exemplar.

Anoplophora Albertii n. sp.

Taf. 34, Fig. 8—12.

Umriß stark querverlängert; Wirbel weit vorn gelegen, schwach eingekrümmt, an beiden Schalen deutlich vorspringend; Area lang und niedrig; Lunula tief ausgehöhlt; Schale ziemlich dick; vorderer Muskeleindruck vertieft, wodurch an älteren Exemplaren eine kräftige Muskularleiste entsteht; äußere Schalenoberfläche mit einigen wenigen runzelartigen Anwachsstreifen und einer zarten Radialskulptur versehen; häufig eine vom Wirbel ausgehende, schwach vertiefte, breite Einsenkung vorhanden, die den Bauchrand ähnlich wie bei *Pleuromya musculoides* etwas einbuchtet.

Anoplophora Albertii ist mit *Anoplophora Münsteri* nahe verwandt. Beide Arten stimmen im äußeren Umriß, in der Ausbildung der Lunula, der Area und der Muskeleindrücke überein. Sie unterscheiden sich aber in folgenden Punkten: Bei *Anoplophora Albertii* fehlt die für *A. Münsteri* charakteristische, vom Wirbel nach dem Vorderrande verlaufende Kante, bei *A. Münsteri* die feine Radialskulptur auf der äußeren Schalenoberfläche, sowie

stets die flache, breite Einsenkung der Schale zwischen Wirbel und Bauchrand.

Vorkommen: Ziemlich selten in den Georgendorfer Schichten des Oberen Muschelkalks bei Georgendorf.

Myophoria laevigata v. Alberti sp.

Taf. 34, Fig. 13, 14.

Myophoria laevigata v. Alberti typus Rübenstrunk, 1912. Beitrag zur Kenntnis der deutschen Trias-Myophorien. Mitt. der Großherzoglich Bad. Geol. Landesanst., Bd. 6, Taf. VI, Fig. 5—9, S. 128 (Synonymverzeichnis).

» » Hohenstein, 1913. Beiträge zur Kenntnis des Mittleren Muschelkalks und des Unteren Trochitenkalks am östlichen Schwarzwaldrand. Geol. u. Pal. Abh., N. F., Bd. 12, Taf. II, Fig. 3 u. 4, S. 56 (228).

Vorkommen: Selten in den Rötdolomiten, häufig in den Rötkalken und im Unteren Wellenkalk bis hinauf zum 2. Wellenkalkhorizont, in den hangendsten Schichten der Diploporendolomite (mu_{2s}), sowie in den Georgendorfer Schichten des Oberen Muschelkalks.

Myophoria laevigata v. Alberti sp. var. transiens Rübenstrunk

Myophoria laevigata v. Alberti sp. var. *transiens* Rübenstrunk, 1913. Beitrag zur Kenntnis der deutschen Triasmyophorien. Mitt. der Großherzogl. Bad. Geol. Landesanst., Bd. 6, Taf. VI, Fig. 10 u. 10a, S. 133.

Rübenstrunk versteht hierunter Formen, die bezüglich ihrer Länge zwischen *Myophoria laevigata* typus und der var. *elongata* stehen. Mir liegt nur ein einziges Exemplar davon aus der oberen Abteilung des Unteren Wellenkalks von Chorzow vor, dessen Höhe und Länge sich wie 1 : 1,4 verhalten.

Myophoria laevigata v. Alberti sp. var. elongata Philippi

Myophoria laevigata v. Alberti sp. var. *elongata* Rübenstrunk, 1912. Beitrag zur Kenntnis der deutschen Trias-Myophorien. Mitteil. d. Großherzogl. Bad. Geol. Landesanst., Bd. 6, Taf. VI, Fig. 11, S. 134 (Synonymverzeichnis).

Vorkommen: Selten in den Rötdolomiten von Lendzin und in den Feuersteinen der erzführenden Dolomite (mu_2') von Tarnowitz.

Myophoria cardissoides v. Schlotheim sp. typus Rübenstrunk

Taf. 34, Fig. 15.

Myophoria cardissoides v. Schlotheim sp. typus Rübenstrunk, 1912. Beitrag zur Kenntnis der deutschen Trias-Myophorien. Mitteil. d. Großherzogl. Bad. Geol. Landesanst., Bd. 6, Taf. VI, Fig. 1, 2, S. 29 (Synonymverzeichnis).

Vorkommen: Selten im ersten Wellenkalkhorizont ($mu_{1\alpha}$) von Dzieckowitz, häufiger im Horizont der Konglomeratbänke ($mu_{1\beta}$) von Chorzow und Roitza, außerdem noch vereinzelt im 3. Wellenkalkhorizont ($mu_{1\beta}$) von Friedrichswille und in den oberen Karchowitzer Schichten ($mu_{2\gamma}'$) des alten Böhm'schen Steinbruchs bei Tarnowitz.

Myophoria ovata Goldfuss sp. typus Rübenstrunk

Taf. 34, Fig. 16.

Myophoria ovata Goldfuss sp. typus Rübenstrunk, 1912. Beitrag zur Kenntnis der deutschen Trias-Myophorien. Mitteil. der Großherzogl. Bad. Geol. Landesanst., Bd. 6, Taf. VI, Fig. 16, S. 55 (Synonymververzeichnis).

Einige schlecht erhaltene Steinkerne, die mit den von Rübenstrunk abgebildeten Exemplaren der *Myophoria avata* typus am meisten Übereinstimmung zeigen, liegen aus den Rötkalken von Königshütte vor. Ahlburg erwähnt diese Art auch aus den Rötdolomiten von Lendzin. Das auf Taf. 34, Fig. 16, abgebildete Exemplar stammt aus den Diploporendolomiten von Granietz.

Myophoria orbicularis Bronn

Taf. 34, Fig. 17—19.

Myophoria orbicularis Bronn typus Rübenstrunk, 1912. Beitrag zur Kenntnis der deutschen Triasmyophorien. Mitteil. der Großherzogl. Bad. Geol. Landesanst., Bd. 6, Taf. VII, Fig. 1 u. 2, S. 149.

» » Bronn var. *ovatae* similis Rübenstrunk, 1912. Ebend., Taf. VII, Fig. 3, S. 153.

» » Bronn var. *gibba* Richter, 1912. Rübenstrunk, Ebend., Taf. VII, Fig. 154.

Rübenstrunk teilt die Formengruppe der *Myophoria orbicularis* in Formen mit und ohne Arealkante ein. Eine solche Gruppierung, die wohl zunächst vom rein paläontologischen Standpunkt aus gerechtfertigt erscheint, entbehrt aber trotzdem einer tieferen

zoologischen Begründung. Dagegen spricht in erster Linie das geologische Vorkommen der Formen selbst. Es finden sich nämlich an allen Fundpunkten der *Myophoria orbicularis* Exemplare mit und ohne Arealkante vor. Rübenstrunk machte selbst u. a. diese Beobachtung in den *Orbicularis*-Schichten von Alt-Wiesloch bei Heidelberg. Selbst die wenigen aus Oberschlesien bekannt gewordenen Exemplare haben teils eine Arealkante, teils nicht. Ich halte daher dieses Variieren jener Formen für eine besondere Eigentümlichkeit der Art. Es entstehen also auf diese Weise mehr oder weniger konstant wiederkehrende Abweichungen von einem bestimmten Grundtypus, wie dies z. B. auch häufig bei manchen Trigonien geschieht. Welches nun der Grundtypus dieser Art ist, läßt sich nicht feststellen. Will man aber beide Formen durch Namen unterscheiden, so müßte man einer jeden von ihnen geeignete gleichwertige Zusatzbezeichnungen anfügen.

Auf Grund dieser Erwägungen betrachte ich auch Rübenstrunk's *Myophoria orbicularis* var. *ovatae* similis nur als eine zufällige Spielart, die einer besonderen Benennung nicht bedarf. Rübenstrunk scheint dies vielleicht selbst schon herausgefühlt zu haben, als er dazu bemerkte, der Unterschied sei so gering, daß man geneigt sein könnte, ihn ganz zu vernachlässigen. Dennoch scheine es ihm praktisch, einen Namen dafür zur Verfügung zu haben. Ich kann mich aber seiner Ansicht nicht anschließen, weil ich es für unzweckmäßig halte, individuelle Abarten mit besonderen Namen zu versehen, eine Maßnahme, die weder praktische noch wissenschaftliche Bedeutung besitzt.

Vorkommen: Nicht häufig im Diploporendolomit von Himmelwitz, Laband, Granietz, südlich von Krassow und auf dem Goliwaberge.

Formengruppe der Myophoria vulgaris.

Die Frage, ob *Myophoria vulgaris*, *M. transversa* und *M. intermedia* selbständige Formen sind, ist neuerdings von Rübenstrunk eingehend erörtert worden. Er kommt dabei zu dem Ergebnis, daß keine der drei Arten durch besondere Merkmale von einander getrennt werden können, daß sie vielmehr alle durch Übergänge mit ein-

ander verbunden sind. Mit Rücksicht aber auf ihr stratigraphisches Vorkommen hält er eine spezifische Trennung für geboten. Aus seinen Ausführungen möchte ich aber eher den Schluß ziehen, daß es sich nicht um selbständige Arten, sondern nur um Varietäten handeln kann. Ich schlage daher für diese Formen folgende Bezeichnungen vor:

1. *Myophoria vulgaris* typus (im Sinne Rübenstrunk's),
2. » » var. *transversa*,
3. » » var. *intermedia*.

Myophoria vulgaris v. Schlotheim sp. typus Rübenstrunk

Taf. 34, Fig. 26.

Myophoria vulgaris v. Schlotheim sp. typus Rübenstrunk, 1912. Beitrag zur Kenntnis der deutschen Trias-Myophorien. Mitteil. der Großherzogl. Bad. Geol. Landesanst., Bd. 6, Taf. VII, Fig. 6—9, S. 171 (Synonymverzeichnis).

Vorkommen: Selten in den oberen Rötdolomiten, allenthalben häufig in den Rötkalken und im Unteren Wellenkalk bis hinauf zum 2. Wellenkalkhorizont ($mu_{1\beta}$), wesentlich seltener in den jüngeren Schichten des Unteren Muschelkalks, ferner auch häufig in den Georgendorfer Schichten des Oberen Muschelkalks.

Myophoria vulgaris var. transversa Bornemann

Taf. 34, Fig. 20.

Myophoria transversa Rübenstrunk, 1912. Beitrag zur Kenntnis der deutschen Trias-Myophorien. Mitteil. der Großherzogl. Bad. Geol. Landesanst., Bd. 6, Taf. VII, Fig. 15, S. 182 (Synonymverzeichnis).

Vorkommen: Nicht selten in den obersten Rötkalken, vereinzelt im Unteren Wellenkalk und in den Diploporendolomiten ($mu_{2\delta}$).

Myophoria vulgaris var. intermedia v. Schauroth

Myophoria intermedia Rübenstrunk, 1912. Beitrag zur Kenntnis der deutschen Trias-Myophorien. Mitteil. der Großherzogl. Bad. Geol. Landesanst., Bd. 6, Taf. VII, Fig. 16—18, S. 186 (Synonymverzeichnis).

Myophoria vulgaris var. *intermedia* ist bisher aus dem oberschlesischen Muschelkalk nicht bekannt geworden. Sie soll nach

Angaben H. Eck's in den dolomitischen Schichten des Unteren Keupers von Groß- und Klein-Rosmierka vorkommen.

Myophoria simplex v. Schlotheim sp.

Eck erwähnt aus dem Oberen Muschelkalk ein einziges Exemplar dieser Art, dessen Fundpunkt nicht einmal sicher feststeht. Ich selbst habe diese Art nirgends im Muschelkalk Oberschlesiens angetroffen. Dagegen ist sie im Keuper (Grenzdolomit) eine häufige Erscheinung. Zahlreiche Exemplare davon konnte ich z. B. in einer Tiefbohrung bei Oppeln nachweisen.

Myophoria elegans Dunker

Taf. 34, Fig. 21, 22.

Myophoria elegans Rübenstrunk, 1912. Beitrag zur Kenntnis der deutschen Trias-Myophorien. Mitteil. der Großherzogl. Bad. Geol. Landesanst., Bd. 6, Taf. VIII, Fig. 13—17, S. 143 (Synonymverzeichnis).

Vorkommen: Kleine Exemplare vereinzelt in den Rötdolomiten von Lendzin; sehr selten im Horizont der Pecten- und Dadocrinuskalke ($mu_{1\alpha}$) von Bobrek, im Horizont der Konglomeratbänke ($mu_{1\beta}$) von Langendorf, im 3. Wellenkalkhorizont ($mu_{1\beta}$) von Baingow und Chorzow; allenthalben häufig im Oberen Wellenkalk.

Myophoria curvirostris v. Schlotheim sp.

Taf. 34, Fig. 23, 24.

Myophoria curvirostris Rübenstrunk, 1912. Beitrag zur Kenntnis der deutschen Trias-Myophorien. Mitteil. d. Großherzogl. Bad. Geol. Landesanst., Bd. 6, Taf. VIII, Fig. 9, S. 133 (Synonymverzeichnis).

Vorkommen: Sehr selten in der oberen Abteilung des Unteren Wellenkalks von Dzieckowitz, in den Feuersteinen der erzführenden Dolomite (mu_2') von Tarnowitz und in den oberen Karchowitzer Schichten ($mu_{2\gamma}'$) des alten Böhm'schen Steinbruchs bei Tarnowitz.

Myophoria costata Zenker

Taf. 34, Fig. 25.

Moyphoria costata Rübenstrunk, 1912. Beitrag zur Kenntnis der deutschen Trias-Myophorien. Mitteil. der Großherzogl. Bad. Geol. Landesanst., Bd. 6, Taf. VIII, Fig. 8, S. 214 (Synonymverzeichnis).

Vorkommen: Allenthalben häufig in den Rötdolomiten, etwas seltener in den Rötkalken.

Myophoriopis (Pseudocorbula) nuculiformis Zenker sp.

Taf. 35, Fig. 1—3.

Pseudocorbula nuculiformis Grupe, 1907. Der Untere Keuper im südlichen Hannover. v. Koenen-Festschrift, S. 116.

Myophoriopis (Pseudocorbula) nuculiformis Hohenstein, 1913. Beiträge zur Kenntnis des Mittleren Muschelkalks und des Unteren Trochitenkalks am östlichen Schwarzwaldrand. Geol. u. Pal. Abh., N. F., Bd. 12, Heft 2, Taf. III (XIV), Fig. 3—5, S. 65 (237).

Wahrscheinlich gehören alle Formen der Gattung *Myophoriopis* (bezw. *Pseudocorbula*) aus dem Röt und Unteren Wellenkalk Oberschlesiens zur Spezies *nuculiformis*. Gut erhaltene Exemplare zeigen eine feine, konzentrische Linienverzierung an der äußeren Schalenoberfläche. Steinkerne lassen nur selten etwas Skulptur erkennen, dagegen tritt auf ihnen der Mantelrand meist scharf hervor.

Vorkommen: Häufig in den Rötdolomiten, etwas seltener in den Rötkalken und im Horizont der Pecten- und Dadocrinuskalke ($mu_{1\alpha}$), vereinzelt in den jüngeren Schichten des Unteren Wellenkalks.

Myophoriopis (Pseudocorbula) incrassata Münster sp.

Taf. 35, Fig. 4, 5.

Nucula incrassata Goldfuss, 1826—44. Petrefacta Germaniae, Taf. CXXIV, Fig. 11, S. 152.

Kleine, aufgetriebene Formen, höher als lang, mit einem stark eingerollten Wirbel; unter dem Wirbel eine kleine, tief ausgehöhlte Lunula; bei manchen Exemplaren aus dem Oberen Muschelkalk eine vom Wirbel nach dem Bauchrande verlaufende stumpfe Kante schwach angedeutet (vergl. hierzu: Grupe, Der Untere Keuper im südlichen Hannover. v. Koenen-Festschrift, S. 116).

Vorkommen: Vereinzelt in den Feuersteinen der erzführenden Dolomite (mu_2') von Tarnowitz und in den oberen Karchowitzer Schichten ($mu_{2\gamma}'$), häufig in den obersten Bänken der Alt-Tarnowitzer Schichten des Oberen Muschelkalks.

Myophoriopis (Pseudocorbula) subundata v. Schauroth sp.

Taf. 35, Fig. 6.

Tapes subundatus v. Schauroth, 1855. Übersicht der geognostischen Verhältnisse der Gegend von Recoaro im Vicentinischen. Sitzungsberichte d. K. K. Akad. d. Wiss. in Wien, Math.-nat. Kl., Bd. 17, Taf. II, Fig. 7, S. 516.

Pseudocorbula Sandbergeri E. Philippi, 1898. Die Fauna des Trigonodusdolomits vom Hühnerfeld bei Schwieberdingen. Jahresber. des Ver. f. vaterl. Naturk. in Württemberg, Bd. 54, Taf. V, Fig. 5, 7, 8, S. 171.

Myophoriopis (*Pseudocorbula*) *Sandbergeri* Hohenstein, 1913. Beiträge zur Kenntnis des Mittleren Muschelkalks und des Unteren Trochitenkalks am östlichen Schwarzwaldrand. Geol. u. Pal. Abh., N. F., Bd. 12, Heft 2, Taf. II (XIII), Fig. 17, Taf. III (XIV), Fig. 2, 6—11, S. 65 (237).

In der »Sammlung Eck« fanden sich einige Stücke aus den Diploporendolomiten vom Südabhang des Silberberges bei Tarnowitz vor, die als *Myacites subundatus* v. Schauroth bestimmt waren. Die nähere Untersuchung zeigte, daß sie zweifellos zur Gattung *Myophoriopis* gehören und wahrscheinlich dort bei der von E. Philippi als *Pseudocorbula Sandbergeri* beschriebenen Art unterzubringen sind. Nur scheint ihr Wirbel im allgemeinen etwas niedriger als bei der echten *Myophoriopis Sandbergeri* zu sein. Dadurch gewinnt ihr äußerer Umriß eine gewisse Ähnlichkeit mit der *Myophoriopis nuculiformis*, von welcher sie aber die fast zentrale Lage das Wirbels unterscheidet. Im übrigen stimmen sie mit den bei Philippi abgebildeten Originalen vollkommen überein. Die leider nur als Steinkerne erhaltenen Stücke lassen an ihrer Oberfläche z. T. kräftige, konzentrische Anwachsstreifen erkennen.

Mit *Myophoriopis Sandbergeri* ist die von Schauroth aus Recoaro als *Tapes subundatus* beschriebene Art identisch. Die Originale zu *Tapes subundatus* waren mir von Herrn Stabsarzt Dr. Fischer aus Veste Coburg in dankenswerter Weise zur Verfügung gestellt worden. Der Abbildung von *Tapes subundatus* bei Schauroth (a. a. O.) dürfte indessen nicht eine einzelne Form zugrunde gelegen haben, sondern sie ist wahrscheinlich eine Rekonstruktionszeichnung, für die das gesamte, meist recht un-

deutlich erhaltene Material die Unterlagen geliefert haben mag. Wenigstens vermochte ich nicht aus den mir übersandten Stücken das Original herauszufinden. Trotzdem gibt SCHAUROTH's Abbildung alles Wesentliche der Art in treffender Weise wieder.

Da es üblich ist, den ältesten Artnamen für die Benennung zu verwerten, ist *Myophoriopis (Pseudocorbula) Sandbergeri* fernerhin *Myophoriopis* (*Pseudocorbula*) *subundata* zu benennen.

Myophoriopis (Pseudocorbula) perlonga GRUPE

Taf. 35, Fig. 7—9.

Pseudocorbula perlonga GRUPE, 1907. Der Untere Keuper im südlichen Hannover. v. KOENEN-Festschrift, Taf. IV, Fig. 4, 5, S. 117.

Als *Pseudocorbula perlonga* bezeichnete GRUPE einige Formen aus dem Unteren Keuper von Hannover, welche sich hauptsächlich durch einen längeren Umriß und das weniger scharfe Hervortreten der Hinterkante, die zuweilen auch gänzlich verschwinden kann, von *Pseudocorbula subundata* (= *Sandbergeri*) unterscheiden. Ferner seien ihre Schalen besonders stark ungleichklappig, indem die linke Klappe mehr gewölbt und ihr Wirbel stärker eingerollt sei, als bei der flacheren rechten Klappe, die einen ziemlich geraden Wirbel besitze. Über den Bau des Schlosses macht GRUPE keine Mitteilungen, vielmehr gründet er die Zugehörigkeit zu *Pseudocorbula* auf die stärkere Wölbung der linken Klappe, eine Eigenschaft, die *Pseudocorbula* gelegentlich besitzt und sie von anderen verwandten Gattungen unterscheidet.

Aus dem Oberen Muschelkalk Oberschlesiens ist nun eine Reihe von Formen bekannt geworden, die im äußeren Umriß, im Grade der Wölbung, sowie in der Skulptur der Schalenoberfläche mit der Keuperform vollkommen übereinstimmen. Selbst die stärker hervortretende Wölbung der linken Klappe ist an den oberschlesischen Exemplaren zu beobachten.

Umriß querelliptisch, am hinteren Ende häufig etwas schmäler; beide Klappen gewölbt, die linke etwas mehr als die rechte. Wirbel ein wenig nach vorn eingerollt, nicht übergebogen; davor eine kleine, flache Lunula; feine konzentrische Anwachsstreifen oder schwache Runzeln auf der äußeren Schalenoberfläche; eine

schwach angedeutete Hinterkante wurde nur an einem Exemplar beobachtet.

Die Formen sind teils als echte, teils als Skulpturs teinkerne erhalten.

Vorkommen: Vereinzelt in den Georgendorfer Schichten des Oberen Muschelkalks von Georgendorf.

Myophoriopis (Pseudocorbula) gregaria Münster sp.

Myophoriopis (*Pseudocorbula*) *gregaria* Hohenstein, 1913. Beiträge zur Kenntnis des Mittleren Muschelkalks und des Unteren Trochitenkalks am östlichen Schwarzwaldrand. Geol. u. Pal. Abh., N. F., Bd. XII, Heft 2, Taf. III, Fig. 1, S. 66 (238).

Die von Ahlburg als cf. *Pseudocorbula gregaria* bestimmten Formen aus dem Unteren Wellenkalk von Dzieckowitz gehören sicherlich zu *Myophoriopis* (*Pseudocorbula*) *nuculiformis*, da es breite, mäßig gewölbte Formen sind, deren Wirbel nicht sehr hoch den Schloßrand überragt. Die echte *M. gregaria* habe ich in Oberschlesien nicht beobachtet.

Gonodon planum Münster sp.

Taf. 35, Fig. 10—12.

Astarte Antoni Giebel, 1856. Die Versteinerungen im Muschelkalk bei Lieskau, Taf. III, Fig. 6, S. 47.

Gonodon planum Salomon, 1895. Geologische und Paläontologische Studien über die Marmolata. Palaeontographica, Bd. 42, Taf. V, Fig. 47 u. 49, S. 169.

Vorkommen: Selten im Oberen Wellenkalk.

Gonodon (?) rugosum n. sp.

Taf. 35, Fig. 13a–c, 14, 15, Taf. 32, Fig. 9.

Umriß queroval, hinten etwas breiter als vorn; beide Schalen stark gewölbt. Wirbel etwas aufgetrieben, eingekrümmt, wenig den Schloßrand überragend, nach vorn gerückt. Schloßrand scharf an einer stumpfen Ecke gegen den Hinterrand abgesetzt, bis zum Wirbel fast gerade, dann allmählich in den gerundeten Vorderrand übergehend; äußere Schalenoberfläche mit kräftigen konzentrischen Anwachsstreifen versehen; Steinkerne meist glatt.

Vorkommen: Nicht häufig in den oberen Karchowitzer Schichten ($mu_{2\gamma}'$) und in den Feuersteinen der erzführenden Dolomite (mu_2') von Tarnowitz.

Möglicherweise gehören zu dieser Art auch einige Steinkerne aus dem Unteren Wellenkalk (vergl. Taf. 35, Fig. 14a, b), die in Umriß und Wölbung vollkommen mit den Formen aus dem Oberen Wellenkalk übereinstimmen. Über die Skulptur ihrer äußeren Schalenoberfläche ist bisher nichts bekannt geworden.

Desgleichen sind wahrscheinlich einige Formen aus der oberen Abteilung des Unteren Wellenkalks hierher zu stellen, die in ihrem Aussehen ebenfalls gut der Schaumkalkform gleichen und auf ihrer äußeren Schalenoberfläche konzentrisch verlaufende Anwachslamellen besitzen.

Gonodon Hohensteini n. sp.

Gonodon Schmidi Hohenstein, 1913. Beiträge zur Kenntnis des Mittleren Muschelkalks und des Unteren Trochitenkalks am östlichen Schwarzwaldrand. Geol. u. Pal. Abh., N. F., Bd. 12, Heft 2, Taf. I, Fig. 12a, b u. 13a, b (non 14!), S. 67.

Bei der Besprechung von *Unicardium Schmidi* Gein. habe ich u. a. näher ausgeführt, daß diejenigen Formen, die Hohenstein aus dem Mittleren Muschelkalk des östlichen Schwarzwaldrandes zu *Unicardium Schmidi* stellt, mit dieser Art nichts zu tun haben. Während das auf Taf. I, Fig. 14, abgebildete Stück sehr wahrscheinlich zu *Unicardium Philippii* gehört, repräsentieren die unter Fig. 13 u. 14 abgebildeten Exemplare eine neue *Gonodon*-Art, die mit *Gonodon planum* nahe verwandt ist. Ich schlage für sie den Namen *Gonodon Hohensteini* vor.

Unicardium.

Schon Walter hatte darauf hingewiesen, daß unter *Unicardium Schmidi* mehrere Arten zusammengefaßt würden. Eine Klärung dieser Verhältnisse wurde leider dadurch etwas erschwert, daß das Geinitz'sche Original von *Arca Schmidi* nicht aufzufinden war. Auf der Abbildung (N. Jahrb. f. Min. 1842, Taf. X, Fig. 9) zeigt aber *Arca Schmidi* Geinitz einen gebogenen Schloß-

rand und unterscheidet sich dadurch zweifellos von der von Philippi aus dem Trigonodusdolomit von Schwieberdingen als *Unicardium Schmidi* beschriebenen Form, die einen geraden Schloßrand besitzt. Auch die von Hohenstein aus dem Mittleren Muschelkalk des östlichen Schwarzwaldrandes als *Gonodon Schmidi* erwähnten Formen haben nichts mit *Unicardium Schmidi* Geinitz sp. zu tun. *Venus ventricosa* Dunker ist bei der von Ahlburg neu aufgestellten Art *Unicardium rectangulare* unterzubringen, die von *Unicardium Schmidi* hauptsächlich durch ihren mehr rechteckigen Umriß abweicht. *Lucina (Unicardium) Credneri* Giebel ist eine selbständige Art, die durch ihren hoch über den Schloßrand erhobenen Wirbel genügend gekennzeichnet ist.

Unicardium Schmidi Geinitz sp.

Taf. 35, Fig. 16a, b, 17, 18a—c.

Arca(?) *Schmidii* H. B. Geinitz, 1842. N. Jahrb. f. Min. Taf. X, Fig. 9, S. 577.

Umriß quer-elliptisch; beide Schalen mäßig stark gewölbt; Schloßrand gebogen, zahnlos; Wirbel nur wenig über den Schloßrand erhoben, kurz vor der Mitte gelegen, nicht aufgetrieben, ein wenig nach vorn gebogen; äußere Schalenoberfläche mit runzelartigen Anwachsstreifen versehen; innere Schalenseite fast glatt; Mantelrand undeutlich.

Vorkommen: Häufig in der unteren Abteilung des Unteren Wellenkalks, seltener in den Rötkalken und in der oberen Abteilung des Unteren Wellenkalks.

Unicardium rectangulare Ahlburg

Taf. 35, Fig. 19a—c, 20.

Venus ventricosa Dunker, 1851. Palaeontographica, Bd. 1, Taf. XXXV, Fig. 8, S. 301.

Unicardium rectangulare Ahlburg, 1906. Die Trias im südlichen Oberschlesien. Abhandl. d. Königl. Preuß. Geol. L.-A., N. F., Heft 50, Taf. II, Fig. 1, S. 65.

Von *Unicardium Schmidi* trennte Ahlburg diejenigen Formen ab, die einen mehr rechtwinkligen Umriß besitzen, ein Merkmal, das auch in der Anwachsstreifung zum Ausdruck kommt. Ferner ist *Unicardium rectangulare* auch stärker gewölbt und sein

Wirbel überragt etwas mehr den Schloßrand als bei *Unicardium Schmidi*.

Vorkommen: Wie *Unicardium Schmidi*.

Unicardium Philippii n. sp.

Taf. 35, Fig. 21a, b.

Unicardium Schmidii Philippi, 1898. Die Fauna des unteren Trigonodusdolomits vom Hühnerfeld bei Schwieberdingen. Jahreshefte d. Ver. f. vaterl. Naturkunde in Württemberg. 54. Jahrgang. Taf. V, Fig. 9, S. 175.

? Gonodon Schmidii Hohenstein, 1913. Beiträge zur Kenntnis des Mittleren Muschelkalks und des Unteren Trochitenkalks am östlichen Schwarzwaldrand. Geol. u. Pal. Abh., N. F., Bd 12, Heft 2, Taf. I, Fig. 14 (non 12 u. 13)

Umriß quer-elliptisch; beide Schalen ziemlich stark gewölbt. Schloßrand gerade, zahnlos; Wirbel über den Schloßrand erhoben, kurz vor der Mitte gelegen, etwas aufgetrieben, nach vorn eingekrümmt; äußere Schalenoberfläche mit runzelartigen Anwachsstreifen verziert.

Vorkommen: Im Trigonodusdolomit vom Hühnerfeld bei Schwieberdingen.

Hierzu gehört wahrscheinlich auch das von Hohenstein auf Taf. I, Fig. 14, abgebildete Exemplar. Das Original hiervon scheint auch einen geraden Schloßrand gehabt zu haben. Da es aber in der Wirbelgegend beschädigt war, ließ sich nichts mit Bestimmtheit darüber feststellen. Mit den unter Fig. 12 und 13 abgebildeten Formen hat diese Art nichts zu tun. Jene gehören, wie schon aus dem Bau ihres Schlosses hervorgeht, zur Gattung *Gonodon*.

Cypricardia Escheri Giebel sp.

Taf. 36, Fig. 1a—c, 2.

Cyprina Escheri Giebel, 1856. Die Versteinerungen im Muschelkalk von Lieskau bei Halle. Taf. III, Fig. 7, Taf. IV, Fig. 14, S. 54.

Cypricardia Escheri v. Seebach, 1861. Die Conchylienfauna der Weimarischen Trias. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., Bd. 13, Taf. XV, Fig. 1a, b, S. 622.

Vorkommen: Allenthalben nicht selten im Mergelkalkhorizont und dritten Wellenkalkhorizont des Unteren Wellenkalks, vereinzelt im Oberen Wellenkalk.

Tellina edentula Giebel

Taf. 36, Fig. 3.

Tellina edentula Giebel, 1856. Versteinerungen im Muschelkalk von Lieskau bei Halle. Taf. IV, Fig. 4 u. 7, S. 53.

Vorkommen: Selten in den Georgendorfer Schichten des Oberen Muschelkalks.

Pleuromya musculoides v. Schlotheim sp.

Anoplophora musculoides Alberti, 1864. Überblick über die Trias. Taf. III, Fig. 6, S. 135.

Vorkommen: Selten in den obersten Schichten des Rötdolomits, häufig in den Rötkalken und in den tieferen Schichten des Unteren Wellenkalks bis hinauf zum Horizont der Konglomeratbänke, vereinzelt in den jüngeren Schichten des Unteren Wellenkalks.

Pleuromya musculoides v. Schlotheim sp. var. elongata Goldfuss

Taf. 36, Fig. 4.

Myacites elongatus Goldfuss. Petrefacta Germaniae Taf. CLIII, Fig. 12, S. 260.

Vorkommen: Vereinzelt im Röt und in der unteren Abteilung des Unteren Wellenkalks.

Pleuromya sensimstriata n. sp.

Taf. 36, Fig. 5.

Umriß quer-oval; Schale stark gewölbt. Wirbel nur wenig über den langen Schloßrand erhoben; schwach eingekrümmt; äußere Schalenoberfläche mit zarten, dicht gedrängten, konzentrisch verlaufenden Anwachsstreifen versehen; Steinkern glatt.

Es liegt nur eine rechte Schale aus den Feuersteinen der erzführenden Dolomite von Tarnowitz vor.

Pleuromya elegans n. sp.

Taf. 36, Fig. 6a, b.

Umriß etwas quer-verlängert; Schalen nicht sehr stark gewölbt; Hauptwölbung in transversaler Richtung gelegen; Schloßrand lang und gerade, dem Bauchrand parallel; Vorderrand gerundet, weit vorgezogen; Hinterrand in der Mitte gerade, mit kurzen Rundungen in den Schloßrand und Bauchrand übergehend, wodurch die Form einen undeutlich trapezförmigen Umriß erhält.

Wirbel spitz, etwas eingekrümmt, den Schloßrand überragend; äußere Schalenoberfläche mit feinen, dicht gedrängten, konzentrisch verlaufenden Anwachsstreifen versehen.

Vorkommen: Sehr selten in den Feuersteinen der erzführenden Dolomite (mu_2') von Tarnowitz.

Pleuromya brevis n. sp.

Taf. 36, Fig. 7a, b.

Umriß gerundet-vierseitig; Schale stark gewölbt; Wirbel deutlich den geraden Schloßrand überragend, weit nach vorn gerückt, stark eingekrümmt; äußere Schalenoberfläche mit lamellösen, konzentrisch verlaufenden Anwachsstreifen versehen, die zum Teil noch auf der Innenseite der Schale bemerkbar sind; Mantelrand kräftig; Muskeleindrücke schwach.

Vorkommen: Nicht häufig in den oberen Karchowitzer Schichten ($mu_{2\gamma}'$) von Tarnowitz.

Pleuromya fassaënsis Wissmann sp.

Taf. 36, Fig. 8a, b.

Myacites fassaënsis Wissmann, 1841. Beiträge IV: Münster und Wissmann, Beitrag zur Geognosie und Petrefaktenkunde Südtirols. Taf. XVI, Fig. 2, S. 9.

Anoplophora fassaënsis v. Alberti, 1864. Überblick über die Trias. Taf. III, Fig. 8, S. 137.

Pleuromya cf. *fassaënsis* Ahlburg, 1906. Die Trias im südlichen Oberschlesien. Abhandl. der Königl. Preuß. Geol. L.-A., N. F., Heft 50, S. 28.

Die aus Oberschlesien stammenden Exemplare von *Pleuromya fassaënsis* stimmen am besten mit der bei Wissmann abgebildeten Form überein. Bezüglich ihres Umrisses stehen sie etwa in der Mitte zwischen der von Frech (Leitfossilien der Werfener Schichten und Nachträge, Taf. VII, Fig. 1, 1912. Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees, Bd. 1, Teil 1, Anhang, Bd. II) beschriebenen *Pleuromya fassaënsis* var. *Bittneri* (= *brevis* Bittner) und der von ihm als Typus (Fig. 3) abgebildeten Form.

Umriß oval; Schale stark gewölbt; äußere Schalenoberfläche mit konzentrischen Anwachsstreifen versehen, die häufig auch auf

den Steinkernen noch sichtbar sind; Wirbel stark vorspringend, fast zentral gelegen.

Vorkommen: Nicht selten im Rötdolomit, vereinzelt in den Rötkalken und in den tiefsten Schichten des Unteren Wellenkalks.

Pleuromya rugosa Ahlburg

Taf. 36, Fig. 11, 12a, b, 14a, b.

Pleuromya rugosa Ahlburg, 1906. Die Trias im südlichen Oberschlesien. Abh. d. Königl. Preuß. Geol Landesanstalt N. F., H. 50. S 27, Taf. I, Fig. 1.

Bei der von Ahlburg gegebenen Abbildung dieser Form kommen nicht alle Eigenschaften gut zur Geltung.

Umriß quer-verlängert, allseitig gerundet; beide Schalen gewölbt, namentlich in der Wirbelgegend aufgetrieben; äußere Schalenoberfläche mit konzentrisch verlaufenden Runzeln versehen, die in der Regel auch auf Steinkernen erkennbar sind; Wirbel eingekrümmt, etwas vorspringend; seine Lage fast wie bei *Pleuromya musculoides*.

Vorkommen: In den oberen Rötschichten (Stufe der *Myophoria costata*) von Lendzin.

Pleuromya pulchra n. sp.

Taf. 36, Fig. 9.

Umriß quer-verlängert, allseitig gerundet; Schale etwas aufgetrieben; äußere Schalenoberfläche mit feinen, konzentrischen Anwachsstreifen versehen; Wirbel nicht eingekrümmt, nur wenig den Schloßrand überragend; Schloß unbekannt.

Pleuromya pulchra ist mit *Pleuromya rugosa* Ahlburg nahe verwandt. Der Umriß der Schale, sowie die Lage des Wirbels sind bei beiden Arten vollkommen gleich. Sie unterscheiden sich aber in der Wölbung und in der Außenskulptur der Schale (vergl. *Pl. rugosa*). Ferner ist der Wirbel von *Pl. rugosa* eingekrümmt und viel spitzer als bei *Pl. pulchra*.

Vorkommen: Selten im Diploporendolomit von Laband.

cf. Pleuromya Ecki E. Philippi

cf. *Pleuromya Ecki* Ahlburg, 1906. Die Trias im südlichen Oberschlesien. Abhandl. d. Königl. Preuß. Geol. L.-A., N. F., Heft 50, Taf. I, Fig. 2, S. 27.

Ahlburg benannte so den Abdruck einer Hohlform aus den Rötdolomiten von Lendzin, welcher nach seinen Ausführungen in allen bezeichnenden Eigenschaften mit der von Philippi gegebenen Beschreibung der *Pleuromya Ecki* übereinstimmen soll.

cf. **Pleuromya prosogyra** Salomon

Taf. 36, Fig. 10a, b.

Pleuromya prosogyra Salomon, 1895. Geologische und paläontologische Studien über die Marmolata. Palaeontographica. Bd. 42, Taf. V, Fig. 50 und 51, S. 174.

Aus den tiefsten Schichten des Unteren Wellenkalks von Zyglin stammt der Steinkern einer *Pleuromya*, der in vieler Beziehung an *Pleuromya prosogyra* Salomon von der Marmolata erinnert. Da die alpine Art bisher nur sehr unvollständig vorliegt, so ist z. Z. eine sichere Identifizierung mit dem vorliegenden Exemplar nicht möglich. Beide Formen haben die Lage des Wirbels, sowie den geraden Verlauf des Vorderrandes gemeinsam. Sie unterscheiden sich aber anscheinend in der Skulptur der Schale. Auf dem Steinkern der oberschlesischen Form sind mehrere konzentrisch verlaufende Schwielen schwach angedeutet, die vielleicht auf eine mehr oder weniger kräftige Runzelskulptur der Schalenaußenseite schließen lassen. Der Steinkern der echten *Pleuromya prosogyra* ist glatt und die äußere Schalenoberfläche mit feinen, konzentrischen Anwachslinien verziert.

Der Umriß des vorliegenden Exemplars entspricht ungefähr einem Rechteck mit gerundeten Ecken. Der Vorderrand und der Hinterrand divergieren etwas nach dem Bauchrand zu. Der Mantelrand ist sehr kräftig, die Muskeleindrücke sind schwach entwickelt.

Von den oberschlesischen Arten scheint ihr die *Pleuromya brevis* am nächsten zu stehen. Auch jene besitzt einen ziemlich weit nach vorn gerückten Wirbel und eine ähnliche Skulptur auf dem Steinkern. Selbst das Verhältnis von Breite zu Länge ist bei beiden das gleiche. Der *Pleuromya brevis* fehlt aber der für die vorliegende Art charakteristische vierseitige Umriß.

Pleuromya n. sp.

Taf. 36, Fig. 13.

Aus den erzführenden Dolomiten von Tarnowitz liegt der Steinkern einer *Pleuromya* vor, der bei den bekannten Arten nicht unterzubringen ist. Von der Aufstellung einer neuen Art ist jedoch Abstand genommen worden, weil das kleine Schalenbruchstück am Vorderrande keinen genügenden Aufschluß über die Skulptur der äußeren Schalenoberfläche zu geben vermag.

Umriß elleptisch, quer verlängert; Schale schwach gewölbt; Schloßrand und Bauchrand lang, allmählich in den gerundeten Hinterrand übergehend. Wirbel am Steinkern spitz, weit nach vorn gerückt, den Schloßrand überragend; unter dem Wirbel ein kleiner linearer Spalt, der wohl als Zahngrube zu deuten ist; der kleine Schalenrest am Vorderrande läßt auf eine ziemliche Schalendicke und eine unregelmäßige Runzelskulptur auf der äußeren Schalenoberfläche schließen; Oberfläche des Seinkerns mit schwachen, konzentrisch verlaufenden Schwielen versehen; die auf dem Steinkern bemerkbaren Schwielen zeigen in der Mitte der Schale eine schwache, nach innen zu gehende Ablenkung.

Diese *Pleuromya* ist von den bekannten Arten vor allem durch die auffällige Dicke der Schale und die überaus kräftige Runzelskulptur unterschieden, welche diejenige der *Pleuromya musculoides* noch bei weitem übertrifft. Von letzterer unterscheidet sie sich u. a. auch durch das Fehlen der zwischen Wirbel und Bauchrand gelegenen Depression.

Thracia mactroides v. Schlotheim sp.

Taf. 36, Fig. 15a—c.

Thracia mactroides v. Seebach, 1861. Die Conchylienfauna der Weimarischen Trias. Zeitschr. der Deutsch. geol. Ges. Bd. 13, Taf. XV, Fig. 5, S. 636.
» » F. Roemer, 1870. Geologie von Oberschlesien. Taf. X, Fig. 8.

Die charakteristische, radiale Punktskulptur ist in der Regel nur an Exemplaren aus dem Rötdolomit zu beobachten. Im Unteren Wellenkalk ist die Erhaltung der Versteinerungen im allgemeinen dafür zu mangelhaft.

Vorkommen: Allenthalben häufig im Röt und in den tieferen Schichten des Unteren Wellenkalks.

	Rötdolomite so_2	Rötkalke so_2'	Unt. Abt. d. Unteren Wellenkalks $mu_{1\alpha}$	Ob. Abt. d. Unteren Wellenkalks $mu_{1\beta}$	Gorasdzer Schichten $mu_{2\alpha}$	Terebratelschichten $mu_{2\beta}$	Karchowitzer Schichten $mu_{2\gamma}$	Erzführender Dolomit mu_2'	Diploporendolomit mu_δ	Mittlerer Muschelkalk mm	Alt-Tarnowitzer Schichten mo_1	Groß-Wilkowitzer Konglomeratsch. mo_2	Georgendorfer Schichten mo_2	Boruschowitzer Mergelschiefer mo_2
Lingula tenuissima														
Discina discoides			?											
Terebratula vulgaris														
» *angusta*														
Retzia trigonella														
Spiriferina fragilis														
» *hirsuta*														
» *Mentzeli*														
Rhynchonella decurtata														
» *Mentzeli*									?					
Enantiostreon difforme														
» *spondyloides*														
Philippiella Noetlingi														
Placunopsis ostracina		?												
» (?) *tenuistriata*														
Anomia alta														
Pseudomonotis comta				?										
» (?) *Michaeli*														
Cassianella Ecki			?											
» *tenuistria*														
» cf. *decussata*														
Velopecten Albertii														
Pecten reticulatus														
» *discites*														
» *laevigatus*									?					
cf. *Pecten Schmiederi*														
Lima striata													?	
» *striata* var. *lineata*									?					
» *costata*														
» *tarnowitzensis*														

	Rötdolomite so_2	Rötkalke so_2'	Unt. Abt. d. Unteren Wellenkalks $mu_{1\alpha}$	Ob. Abt. d. Unteren Wellenkalks $mu_{1\beta}$	Gorasdzer Schichten $mu_{2\alpha}$	Terebratelschichten $mu_{2\beta}$	Karchowitzer Schichten $mu_{2\gamma}$	Erzführender Dolomit mu_2'	Diploporendolomit $mu_{2\delta}$	Mittlerer Muschelkalk mm	Alt-Tarnowitzer Schichten mo_1	Groß-Wilkowitzer Konglomeratsch. mo_2	Georgendorfer Schichten mo_2	Borusehowitzer Mergelschiefer mo_2
Lima Beyrichi						?								
Hoernesia socialis													?	
» *subglobosa*					?	?								
Gervilleia mytiloides														
» *costata*					?	?			?					
» *Goldfussi*						?								
» *modiola*														
» *elegans*														
Mysidioptera fassaënsis														
Mytilus eduliformis forma *praecursor*	?													
Aviculomyalina lata														
Myoconcha gastrochaena					?			?						
» *Roemeri*														
» *bicostata*														
» *Goldfussi*														
» sp.														
cf. *Myoconcha Brunneri*														
Myoconcha Mülleri														
» *Beyrichi*														
Modiola triquetra														
» *cristata*														
» *Mathildis*														
Lithodomus rhomboidalis	?													
» *priscus*	?													
Nucula Goldfussi														
Macrodon impressum						?								
» *esinense*														
Macrodontella lamellosa														
cf. *Anoplophora impressa*														
Anoplophora Albertii														

	Rötdolomite so_2	Rötkalke so_2'	Unt. Abt. d. Unteren Wellenkalks $mu_{1\alpha}$	Ob. Abt. d. Unteren Wellenkalks $mu_{1\beta}$	Gorasdzer Schichten $mu_{2\alpha}$	Terebratelschichten $mu_{2\beta}$	Karchowitzer Schichten $mu_{2\gamma}$	Erzführender Dolomit mu_2'	Diploporendolomit $mu_{2\delta}$	Mittlerer Muschelkalk mm	Alt-Tarnowitzer Schichten mo_1	Groß-Wilkowitzer Konglomeratsch. mo_2	Georgendorfer Schichten mo_2	Boruschowitzer Mergelschiefer mo_2
Myophoria laevigata														
» *laevigata* var. *transiens*														
» *laevigata* var. *elongata*														
» *cardissoides* typus .														
» *ovata*														
» *orbicularis* . . .														
» *vulgaris* typus . .														
» *vulgaris* var. *transversa*		?												
Myophoria vulgaris var. *intermedia*														
Myophoria simplex												?		
» *elegans*	?				?									
» *curvirostris* . . .														
» *costata*														
Myophoriopis nuculiformis . .														
» *incrassata* . . .														
» *subundata* . .														
» *perlonga* . . .														
» *gregaria* . . .														
Gonodon planum														
» *rugosum*														
» *Hohensteini*														
Unicardium Schmidi														
» *rectangulare* . .														
» *Philippii*				?										
Cypricardia Escheri														
Tellina edentula														
Pleuromya musculoides . . .														
» *musculoides* var. *elongata*														
Pleuromya sensimstriata . . .														

	Rötdolomite so_2	Rötkalke so_2'	Unt. Abt. d. Unteren Wellenkalks $mu_{1\alpha}$	Ob. Abt. d. Unteren Wellenkalks $mu_{1\beta}$	Gorasdzer Schichten $mu_{2\alpha}$	Terebratelschichten $mu_{2\beta}$	Karchowitzer Schichten $mu_{2\gamma}$	Erzführender Dolomit mu_2'	Diploporendolomit $mu_{2\delta}$	Mittlerer Muschelkalk mm	Alt-Tarnowitzer Schichten mo_1	Groß-Wilkowitzer Konglomeratsch. mo_2	Georgendorfer Schichten mo_2	Boruschowitzer Mergelschiefer mo_2
Pleuromya elegans														
» *brevis*														
» *fassaënsis*														
» *rugosa*														
» *pulchra*														
cf. *Pleuromya Ecki*														
» *prosogyra* . .														
Pleuromya n. sp.														
Thracia mactroides														

Berlin, den 6. Juli 1914.

Sach-Register.

(Die Fossilnamen sind cursiv gedruckt. — Die Zahlen der Seiten, welche Abbildungen, Profilzeichnungen, Analysen usw. enthalten, und die Tafelnummern sind ***fett*** *gedruckt.)*

Seite

A.

Absonderung Porphyr Schmalkalden 46
Abtragungsfläche Eifel (triassische) 278
» Rhön (triassische) 278
Acanthocladia anceps 83, 91
» *dubia* 91
Acanthocrinus longispina . . . 246
Achatlagen in Porphyr Schmalkalden 38
Actinocamax verus . . 419, 421, 426
Actinodesma malleiforme, Taf. **6**, Fig. 1, 2, Taf. **7**, Fig. 1 194, **205**
Actinodesma obliquum 205
» *vespertilio* 205
Aktinolith in Amphibolit Nimptsch 573
Albit in Hornblendegneis Nimptsch 564
Allerödgyttja, arktische Flora, spätglaziale, Abb. **438**
» Kiel, Abb. . . . **445**
» Kiel, Taf. **26** . . 447
Alluviale Störungen 385
Alttertiäre Verwitterung Lahngebiet 281, 287
» Verwitterungsrinde Lahngebiet 279
» Zersetzungszone Lahngebiet 294
Aluminiumsilikate, Kaolinisierung 279
Alzeyer Meeressande, Transgression 306

Seite

Ammonites peramplus 551
» *Sacya* 551
» *Timotheanus* 551
» *Velledae* 551
Amphibolit Nimptsch . . 561, 568
» » , Aktinolith in 573
» » , Analyse . **572**
» » , Hornblende in . . . 569
» » , Plagioklas in . 569, 572
» » , Zoisit in . 574
Anomia alta 596
Ancyloceras Kreckeleri 428
Ancistrocrania parisiensis . . . 418
Anodonten Spätglazial Kiel . . 440
Anoplophora Albertii, Taf. **34**, Fig. 8—12 . . . 617
» *impressa*, Taf. **34**, Fig. 7a, 7b . . . 617
» *Münsteri* 617
Anoplotheca venusta 229
Antedon semiglobosus 424
Arca striata 84
Arenberger Schichten 290
Argiope Buchi 424
Arktische Flora, Allerödgyttja, Abb. **438**
Artefakt aus Dryaston Rosenkranz, Abb. **443**
Asbach-Rotteroder Mulde . 108, 111

Seite

Athyris concentrica 229
» *pectinifera* 84
» *Toreno* 233
Atrypa lorana 255
» *reticularis* . . 177, 180, 229
Attendorner Mulde 452
Aucella Hausmanni 84
Auslaugung, Gebirgsbewegung durch 142
Avicula laevicostata, Taf. **5**, Fig. 1, 1a, 8 190
» *speluncaria* 93
Aviculomyalina lata, Taf. **33**, Fig. 4, 5 . . . 608
» n. g. 608
Aviculopecten eifeliensis 190

B.

Bairdia subdeltoidea 419
Basaltische Ergüsse, Abhängigkeit von präexistierenden Spalten . 309
Basaltisches Tertiär Westerwald . 298
Basaltkuppen Westerwald, Taf. **13** 310
Baumkirchhof Nimmersatt, Abb. **536, 539**
Belemnites sp. 425
Bellerophon trilobatus 185
» *tumidus* 185
Betula nana 434, 439
Bimssteinsand Lahngebiet . . . 364
» Westerwald, Alter Abb. **367**
Biotit in Hornblendegneis Nimptsch 564
» in Porphyr Schmalkalden 26
Bohrung Breslau 500
» Carlowitz 501
» Herrenprotsch 500
» Lich 302
» Schmalkalden 95
» Tündern bei Hameln . 377
Bourgueticrinus ellipticus 418, 420, 424
Brachiopoden Trias Oberschlesien Taf. **30—36** 586
Braunkohlenbildung Westerwald 308
Braunkohlenquarzit Lahngebiet . 326

Seite

Braunstein Schmalkalden . . . 157
Bröckelschiefer Schmalkalden . . 101
Bryozoarum gen. div. 418
Bucanella tumida 185
Bühlstadium 431, 439
Buntkupfererz in Kupferschiefer Schmalkalden 145
Buntsandstein Breslau 499
» Schmalkalden . . 103
» » (Mittlerer) 103
» » (Unterer) 101

C.

Camarophoria multiplicata . . . 83
» *Schlotheimi* . 83, 84, 92
Cardiaster sp. 428
Cardiola interrupta 260
Cardiomorpha Humboldti . . . 224
Carpinus Betulus 430
Caryophyllia centralis . . . 417, 426
Cassianella decussata 597
» *Ecki*, Taf. **31**, Fig. 12—15 . . . 597
» *tenuistria* 597
Cerithienkalk 305
Cerithium Decheni 418
Chloritmuscovitschiefer Nimptsch 576
Chondrites Targionii 426
Chonetes dilatata 230
» *plebeja* 180, 230
» *sarcinulata* . . . 180, 230
Cliona Conybeari 417
Conocardium rhenanum 224
Corax heterodon 419
Corbicula Faujasi 303
Craniella cassis, Taf. **9**, Fig. 20 . 243
Craticularia Roemeri 417
Crioceras cingulatum 428
Cristellaria rotulata . . . 417, 420
Cryphaeus Kochi 182
» *rotundifrons* 181
Ctenocrinus rhenanus, Taf. **9**, Fig. 2 245
Ctenodonta hercynica 219
» *Krotonis* . . . 177, 217
» *nassoviensis*, Taf. **8**, Fig. 9, 9a, 10, 11 . 217

Seite

Ctenodonta neglecta 216
» *regularis* 219
» *subcontracta*, Taf. **8**, Fig. 6 216
Cucullaea sachalinensis 552
» *striatella* 552
Cucullella bisulcata, Taf. **8**, Fig. 7, 8, 8a 220
» *elliptica* 220
» *intermedia* 220
» *oblongata* 221
» *solenoides* 220
» *truncata* 219
Culm, strukturbietende Pflanzenreste, Taf. **28** 508
» Niederschlesien, Pflanzenreste 508
» Thüringen, Pflanzenreste . 517
Cupressites Ullmanni 81
Cyathocrinus ramosus 93
Cyathophyllum sp. 246
Cyclostreon Barroisi . . . 418, 425
» *Böhmi* 418, 426
» *hantoniensis* . . 421, 428
» *Nilssoni* . . 418, 421, 428
Cyphaspis hadrocephala 182
Cypricardella rhomboidalis . 180, 224
Cypricardia Escheri, Taf. **36**, Fig. 1a—c, 2 629
Cypricardinia crenistria 222
» *Richteri*, Taf. **8**, Fig. 17—19. 222
» *scalaris* 223
Cyrenenmergel Vogelsberg . . . 302
Cyrtina heteroclita . . 177, 180, 228
Cyrtoceras sp. 184
Cyrtodonta declivis 209
» *Kayseri* 210
» *pseudomodiola*, Taf. **8**, Fig. 1, 2, 2a, 3, 4 210
Cyrtodontopsis pseudomodiola Taf. **8**, Fig. 1, 2, 2a, 3, 4 . . . 210
Cytherideis laevigata 419

D.

Dachstein Kupferschiefer Schmalkalden **171**

Seite

Dadoxylon primigenium, Taf. **28**, Fig. 7 520
Delphinula tricarinata 418
Densberger Kalk 259
Dentalium arenarium 184
Desmin in Hornblendegneis Nimptsch 566
» Nimptsch 398
Devon Sauerland 452
» , strukturbietende Pflanzenreste, Taf. **28** . . . 508
Diabasgänge Hagen i. W. . . . 454
Dielasma Follmanni, Taf. **9**, Fig. 8, 8a, 9, 10, 10a, 10b 232
Diluvialer Einbruchskessel . . . 380
Diluviale Gebirgsstörungen Hameln, Taf. **19**, Fig. 1, 2 357
» Gebirgsstörungen Hannoversches Bergland, Taf **19—21** 374
» Hebung des Harzes, Taf. **19—21** . . 374, 387
» Störungen Harzvorland 383
» Terrassen Lahngebiet . 332
» Verwerfungen Lahngebiet 342, 377
Diluvium Gooi und Veluwe . . **472**
» Lahngebiet 269
» » , Taf. **10-18** 332
» Niederlande **466**
» » , Gliederung 486
» Oberyssel und Gelderland, Abb. **479**
Diplolabis Roemeri, Taf. **28**, Fig. 1, 2, 2a 509, 511
Discina discoides, Taf. **30**, Fig. 3, 4 588, 635
» *nitida*, Taf. **9**, Fig. 15, 15a, 15b 177, 243
Dislokation, vergl. Störungen.
» zur Zeit des Rotliegenden 108
Dolomit Schmalkalden **171**
Dorocidaris pseudopistillum . . 417
» *subvesiculosa* 417, 420, 424
Deckbasalt Westerwald 308

Seite

Dreissensia polymorpha 449
Dryas octopetala 434
Dryaston Kaiser-Wilhelm-Kanal, Taf. **23**—**26** u. 1 Textabb. 429
» Kiel . **432**, **433**, **445**, **446**, **448**, **450**
» Projensdorf **446**
» Rosenkranz, Artefakte . **443**
Duisdorfer Stufe 316

E.

Eatonia eifeliensis 232
Ebbeschichten, bunte 452
Echinocorys vulgaris 427
Ehrenbreitsteiner Stufe 334
Eifel, triassische Abtragungsfläche 278
Einbruchskessel, diluvialer . . . 380
Eisenerze, Schmalkalden, Genesis 160
Eisenerzlagerstätten Schmalkalden, metasomatische 163
Eisen- u. Manganerzgänge Schmalkalden 154
Eisenkalk Schmalkalden . . . **172**
Eisenoolithsand Launois (fluviatil) 323
Eisrandlagen Niederrheingebiet . 482
Elfas-Achse 378
Elsheimer Meeressande 306
Emscher-Fauna Sarstedt . . . 416
Enantiostreon difforme, Abb. . . **591**
» *spondyloides*, Taf. **30**, Fig. 20 594
Endmoränen Gooi **466**
» Kaiser-Wilhelm-Kanal, Taf. **23** . . . 429
» Niederlande 461, 468, 476, 480
» Niederrhein, Alter . 485
» Nordholland, Abb. . **473**
» des Veluwe . . . 469
Endocostea impressa 428
Eotomaria lydia 187
Erdfälle Oberer Zechstein Schmalkalden 96
Eruptionen auf Spalten 114
Eruptivgesteine Nimptsch . . . 583
Eruptivzone Oberhöfer Schichten 11

Seite

Erze des Grauliegenden Schmalkalden 67
Erzführung Kupferschiefer Schmalkalden 141
Erzlagerstätten Schmalkalden . . 144
Exogyra auricularis . . . 418, 424

F.

Fahlerz Schmalkalden **172**
Faltung zwischen Oberem und Unterem Mitteldevon . 278
» Thüringer Wald, Taf. **2** 108
Fauna Ahaus (untersenone) . . 423
» Burgsteinfurt (untersenone) 423
» Obere Koblenzschichten . 174
Feldspat Porphyr Schmalkalden 23, 24
» Quarzglimmerschiefer Nimptsch 577
Fenestella antiqua 83, 84
» *retiformis* 83, 91
» sp. 244
Flabellina cordata 417
Flandrien 496
Flugsandebene Memel-Nimmersatt **528**
Flugsandebenen Ostpreußen 525, **530**, **537**
» » , Grundwasserverhältnisse **533**
Fluor 254
Flußablagerungen Limburger Becken 330
Follmannia cancellata, Taf. **8**, Fig. 12 208
» *pseudalectryonia*, Taf. **8**, Fig. 13 208
Fontinalis antipyretica 438
Formsand 362
Fuchssande Niederlande . . . 475

G.

Gandersheimer Becken 382
Garnieria Gevriliana 546
» *heteropleura* 547
Gastrochaena amphisbaena . 426, 428
Gaudryceras striatum 553
Gebirgsbewegung durch Auslaugung 142

Seite
Gebirgsstörungen vgl. auch unter
» Hameln (diluviale) Taf. **19**, Fig. 1, 2 357
» Hannoversches Bergland (diluviale) Taf. **19**–**21** 374
Gehängedünen 525
Gervilleia antiqua 78, 84, 93
» *ceratophaga* . . . 84, 93
» *costata*, Taf. **32**, Fig. 16, 17 604
» *elegans*, Taf **32**, Fig. 21 606
» *Goldfussi*, Taf. **32**, Fig. 18 605
» *modiola*, Taf. **32**, Fig. 15, 19, 20 605
» *mytiloides*, Taf. **32**, Fig. 12—14 . . . . 604, 615
Gervillia subglobosa 604
Gießener Grauwacke, Verwitterungsrinde 280
Gips Oberer Zechstein Schmalkalden 96
Glazialdiluvium Niederlande, Taf. **27** 458
Glimmerschiefer Neobschütz, Granitgänge in . . 582
» Nimptsch . 560, 574
» » » , Granit injizierter, 561, 578, **579**
» Nimptsch, Kalksilikathornfels in 578
Gneisglimmerschiefer Nimptsch 561, 576
Gneisquarzitschiefer Nimptsch 561, 580
Goniophora nassoviensis 224
» *applanata* 224
Gonioteuthis granulata 421, 426, 428
» *westfalica* 418
Gonodon Hohensteini 627
» *planum*, Taf. **35**, Fig. 10—12 626
» *rugosum*, Taf. **32**, Fig. 9, Taf. **35**, Fig. 13a—15 . 626
» *Schmidi* . . 627, 628, 629
Gosseletia cancellata 208
» *pseudalectryonia* . . . 208
Grammysia anomala 225
Granit injizierter Glimmerschiefer Nimptsch 578, **579**
Seite
Granitgänge Glimmerschiefer Neobschütz 582
Graphitschiefer Nimptsch 561, 574, 581
Graptolithenschichten Harzgerode 254
Grauliegendes Schmalkalden . . 65
» » , Erze 67
Grauwacke (obercarbonische) Transgression 278
Grundmoräne der 1. Vereisung . 488
» Schlesien **505**
Grundmoränenlandschaft Kaiser-Wilhelm-Kanal, Taf. **24** . . . 431
Grundwasserverhältnisse Flugsandebenen Ostpreußen . . . **533**
Gschnitz-Stadium 440
Guettardia sp. 417
» *striata* 420
Gyttja 438

H.

Hachelsteinporphyr 5, 12, 14, 27, 31, 42, 45, 47, 48
» , Sandsteineinschlüsse . . 42
» , Sphärolithbildung, Taf. **3** **1**, 39, 45
Hachelstein- und Heftebergporphyr, Sedimente zwischen 14
Hachelstein- und Kombergporphyr, Sedimente zwischen 12
Hachelsteinverwerfung 128
Hallenburgporphyr, Taf. **3**, Fig. 4. 5, 6, 11, 25, 29, 47, 48, 50
Hallenburg- und Kombergporphyr, Sedimente zwischen 16
Hannoversches Bergland, diluviale Störungen, Taf. **19**—**21** . . . 374
Harz, diluviale Hebung, Taf. **19**—**21** 374, 387
Harzrand, Salzablaugung . . . 393
Harzvorland, diluviale Störung . 383
Hauptdolomit Schmalkalden . 85, **141**
Haupteiszeit 489
Hauptquarzit Harzgerode . . . 261
Hauptterrasse Limburg 345
» Main 334

Seite

Hauptterrasse Niederlande . . . 491
» Niederrhein, Alter 492
Hebung (diluviale) des Harzes. Taf. **19—21** 374, 387
Heftebergporphyr 5, 7, 14, 30, 31, 38, 47, 56
» , Pechsteinadern 43
» , Schieferton-stücke . . . 42
Hefteberg- und Hachelsteinporphyr, Sedimente zwischen . . 14
Helcion giganteus 551
Helmershofer Verwerfung . . . 134
Heulandit Nimptsch . . . 398, **399**
» Hornblendegneis Nimptsch 566
Hippothoa devonica 244
Hirzbergkonglomerat 6, 18
Hochmoore Niederlande. . . . 494
Hochterrassen Lahngebiet . . . 338
Hoherodverwerfung 129
Höhlen in Riffdolomit Schmalkalden 88
Holz (verkieseltes) in Gehrener Schichten . 11
» » in Oberhöfer Schichten . 9
Hoplites helgolandicus 549
» *noricus* 549
Hornblende in Amphibolit Nimptsch 569
Hornblendegneis Nimptsch . 562, **567**
» » , Albit in 564
» » , Biotit in 564
» » , Desmin in . . 566
» » , Heulandit in . 566
» » , Oligoklas in 564
» » , Quarz in 564
Hörnesia socialis, Taf. **32**, Fig. 10 603
» *subglobosa*, Taf. **32**, Fig. 11 . . . . . **604**
Hundshäuser Schichten 266

Seite

I.

Inoceramus balticus 428
» *cancellatus* 428
» *cycloides* 426
» *digitatus* 552
» *lingua* 428
» sp. . . . 421, 425, 426
» *sublabiatus* 418
» *Wegneri* 426
Isocrania Egnabergensis . . . 420
Isocrinus carinatus 418
» sp. 424
Interglazial Niederlande . . . 488
Interglaziale Saaleterrassen . . 412
» Störungen 379
» Verwitterungszone Kaiser-Wilhelm-Kanal, Taf. **24**, Fig. 1 430
Interstadial Ostpreußen 445

J.

Jungmiocäne Verwitterung . . . 325

K.

Kalkgrauwackenzone (in h2) Harzgerode . . 249
» Harzgerode . 252
Kalkhorizont Oberhöfer Schichten 9
Kalksilikathornfels Nimptsch 562, 581
» Glimmerschiefer Nimptsch . . 578
Kameslandschaft Niederlande . . 474
Kaolinisierung der Aluminiumsilikate 279
Keuper Breslau 499
Kieseloolithschotter . . . 276, 318
Kobaltrücken Kuhberg (Schmalkalden), Taf. **4** . 147
» Schmalkalden . . 147
Koblenzquarzit, Verwitterungsrinde 280
Kohlbergverwerfung 130
Kohlensäuerlinge Lahngebiet, Taf. **18** 309, 312
Kohlensäuerlinge Lahngebiet, Einwirkungen auf das Nebengestein 313

Seite

Kombergporphyr 5, 6, 12, 28, 38, 47, 51
» , Porphyrkugeln 53
» , Sedimente über 16
» , Verkieselung . 48
Komberg- und Hachelsteinporphyr. Sedimente zwischen 12
» » Hallenburgporphyr, Sedimente zwischen 16
Kreide (Untere) Helgoland . . 545
Kreideversteinerungen Sachalin, Taf. **29** 551
Krystalline Schiefer Breslau . . **498**
» » Nimptsch . **559**
Kupferschiefer Schmalkalden . . 79
» » , Buntkupfererz . . 145
» Schmalkalden, Dachstein . . . **171**
» Schmalkalden, Erzführung . . . 144
Kupfertresse in Kupferschiefer Schmalkalden 145

L.

Lamna subulata 419
Landoberfläche Rotliegendzeit Schmalkalden 64
Langhecker Dachschiefer . . . 281
Lateritbildungen Westerwald . . 301
Lateritverwitterung 325
Leda speluncaria 79
Leitgerölle (pliocäne) Verkieselung 324
Leptaena lepis 177, 235
» *rhomboidalis* 177, 180, 234
Letten Zechstein Schmalkalden 94, 100
Liebea Hausmanni 93
Lima Beyrichi, Taf. **32**, Fig. 8 . 602
» *costata*, Taf. **32**, Fig. 4, 5 . 601
» *granulata* 418
» *semisulcata* 425
» *striata*, Taf. **32**, Fig. 1, 2 600, 601
» *striata* var. *lineata*, Taf. **32**, Fig. 3 601
» *tarnowitzensis*, Taf. **32**, Fig. 6, 7 602
Limburger Becken 281, 290, 330, 339, 340, **345**

Seite

Limburger Becken, Flußablagerungen pliocäne . . . 330
» » , Tektonik, Taf. **18** 340
» Hauptterrasse . . . 345
Limnaea ovata 437
Lingula intermedia 244
» *tenuissima*, Taf. **30**, Fig. 1, 2. . . . . 578, 635
Lithodomus priscus 615
» *rhomboidalis*. . . . 615
Löhnberger Becken . . . 344, 348
Löß, Schichtenstörungen . . . 493
» , Störungen 385
» Lahngebiet 362
» Niederlande 474
» Niederrhein (Älterer) . . . 493
» » (aquatischer) . 493
» » (Jüngerer) . . 493
» Rhein (Älterer) 358
» » (Jüngerer) . . . 358
» Wetzlar 359
Loxonema funatum 189
» *Kayseri* (?) 189
» sp. 188
Lucina declivis 209
Lytoceras denseplicatum 552

M.

Macrodon esinense, Taf. **34**, Fig. 4 616
» *impressum*, Taf. **34**, Fig. 1—3 615
» *japeticum* 552
Macrodontella n. g. *lamellosa* nov. spec., Taf. **34**, Fig. 5, 6 . . . **616**
Macrodus mandelensis, Taf. **8**, Fig. 14, 15, 15a, 16 213
Magas spathulatus 418
Manganerze Schmalkalden, Genesis 161
Mangan-Brauneisenerzlager auf Massenkalk Lahntal, Taf. **10** . **284**
Marines Interglazial Niederlande 490
Marsupites ornatus 427
» *testudinarius* 420, 421, 426, 428

Seite

Massenkalk Lahntal, Manganbraun-eisenerzlager auf, Taf. **10** . . **284**
Mastodon arvernensis . . . 391, 392
» *Borsoni* 391
Melanienkalke Vogelsberg . . . 303
Melaphyre des Oberrotliegenden Schmalkalden 21
Melaphyrmandelstein Schmalkalden 22
Mergelkalk Schmalkalden . . . **171**
Mesodiabas Schmalkalden . . . 59
» » , Kontaktwirkung 61
Metasomatische Eisenerzlagerstätten Schmalkalden 163
Metopaster Parkinsoni . . 418, 424
Michelbacher Schichten 261
Miocäne Verwitterungsrinde Wetterau 309
Mitteldevon, Faltung zwischen Oberem und Unterem . . . 278
Mittelterrassen Lahn, Taf. **15** . . 345
» » , obere . . 347
» » , untere 347, 352
» Niederlande . . 567
» Rhein 335
Mittlerer Buntsandstein Schmalkalden 103
Mittleres Rotliegendes Schmalkalden 7
Mittlerer Zechstein Schmalkalden 85
Modiola cristata, Taf. **33**, Fig. 21 614
» *Mathildis*, Taf. **33**, Fig. 22, 23a, 23b 614
» *Paronai* 615
» *triquetra*, Taf. **33**, Fig. 18—20 614
Modiomorpha circularis 212
» *intermedia* . . . 212
» *lamellosa* 211
» *modiola* 213
» *plana*, Taf. **5**, Fig. 8—11a . . 211, 212
Monograptus dubius 262
» *Roemeri* 262
Mosel, Terrassengliederung . . 337
Muniericeras clypeale 418

Seite

Münzenberger Sandstein . . . 303
Murchisonia anomala, Taf. **9**, Fig. 4, 4a 188
» *Losseni* . . . 180, 187
Muschelkalk Breslau 499
Mutterflöz Zechstein Schmalkalden 77
Myoconcha Beyrichi, Taf. **33**, Fig. 16, 17 613
» *bicostata*, Taf. **33**, Fig. 11 610
» *Brunneri* 612
» *gastrochaena*, Taf. **33**, Fig. 6, 9, 10 . . . 609
» *Goldfussi*, Taf. **33**, Fig. 12 611
» *Mülleri*, Taf. **33**, Fig. 14, 15 612
» *Roemeri*, Taf. **33**, Fig. 7, 8 609
» sp., Taf. **33**, Fig. 13 . 612
» *Thielaui* 612
Myophoria cardissoides, Taf. **34**, Fig. 15 619
» *costata*, Taf. **34**, Fig. 25 622
» *curvirostris*, Taf. **34**, Fig. 23, 24 622
» *elegans*, Taf. **34**, Fig. 21, 22 622
» *laevigata*, Taf. **34**, Fig. 13, 14 618
» *laevigata* var. *elongata* 618
» *laevigata* var. *transiens* 618
» *orbicularis*, Taf. **34**, Fig. 17—19 . . . 619
» *ovata*, Taf. **34**, Fig. 16 619
» *simplex* 622
» *vulgaris*, Taf. **34**, Fig. 26 621
» *vulgaris* var. *intermedia* 621
» *vulgaris* var. *transversa*, Taf. **34**, Fig. 20 . . 621
Myophoriopis gregaria 626
» *incrassata*, Taf. **35**, Fig. 4, 5 623
» *nuculiformis*, Taf **35**, Fig. 1—3 623
» *perlonga*, Taf. **35**, Fig. 7—9 625

Seite

Myophoriopis Sandbergeri . . . 624
» *subundata*, Taf. **35**, Fig. 6 624
Mysidioptera fassaensis, Taf. **32**, Fig. 22a, 22b, 23 607
Mytilus eduliformis, Taf. **33**, Fig. 1—3 607

N.

Natica minima 94
» *prunus*, Taf. **29**, Fig. 4a—4c 558
Nautilus Freieslebeni 84
» *pseudelegans* 551
Nematophycus Dechenianus, Taf. **28**, Fig. 5 522
Neocomites noricus 549
Neuwieder Becken 334
Niederrheingebiet, Eisrandlagen . **482**
Niederterrassen Lahn, Taf. **15** 345, 350, **352**
» Niederrhein, Alter 492
» Rhein . . 335, **352**
Nucula Beyrichi 84
» *curvata* 215
» *Drevermanni*, Taf. **8**, Fig. 5, 5a 215
» *Goldfussi*, Taf. **33**, Fig. 24, 25 615
» *Gottschei*, Taf. **29**, Fig. 5—7 554
» *Krachtae* 214
Nuculana Mülleri 216
Nymphaster marginatus 418

O.

Oberer Geschiebemergel Kaiser-Wilhelm-Kanal, Taf. **26** . . . 430
Obere Koblenzschichten, Fauna . 174
» Zechsteinletten Schmalkalden 100
Oberes und Unteres Mitteldevon, Faltung zwischen beiden . . 278
Obere Mittelterrasse Lahn . . . 347
» Stufendünen 525
Oberer Zechstein Schmalkalden . 94
» Zechstein Schmalkalden, Erdfälle 96

Seite

Oberer Zechstein Schmalkalden, Gips 96
Obercarbonische Grauwacke, Transgressionsfläche 278
Oberdevon Iserlohn 455
Oberhöfer Porphyr (Älterer) . . 6
» » (Jüngerer) . 6
» Schichten . . . 5, 8, 15
» » , Eruptivzone 11
» » , Holz, verkieseltes . 9
» » , Kalkhorizont 9
» » , Sedimentzone . . . 9
Oberrotliegendes Schmalkalden . 20
» » , Melaphyre 21
Oberrotliegendes Schmalkalden, Porphyre 22
Oberschlesische Trias, Brachiopoden, Taf. **30**—**36** 586
Oligoklas in Hornblendegneis Nimptsch 564
Orthis biconvexa 241
» *hysterita* 237
» *striatula* 177, 179
» *striolata* 238
» » *interstrialis*, Taf. **9**, Fig. 7 238
» *tetragona*, Taf. **9**, Fig. 12—14 . . 177, 179, 180, 240
» *triangularis* 239
» *Trigeri* 242
Orthoceras Aegea 184
» *laterale* 183
» *nassa*, Taf. **9**, Fig. 3, 3a 183
» *planiseptatum* . . . 182
» *pseudo-calamiteum* . . 183
» *pulchrum* 184
Orthothetes umbraculum 234
Ortsteinprofil Niederlande . . . 471
Oser Niederlande 474
Ostrea canaliculata 418, 424
» *decemcostata* 591
» *difformis* 591
» *incurva* . . 418, 420, 426, 427

Seite

Ostrea semiplana 418, 420, 426, 427, 428
» *vesicularis* . . 418, 424, 428
Otodus appendiculatus 419
Oxford Rethel, Verkieselung . . **322**
Oxyrhina Mantelli 425

P.

Pachydiscus Denisonianus . . . 553
» *Haradai* 553
» *Jimboi* 553
Palaeoniscus Freieslebeni 81
Palaeophycus Hoeianus 80
Paludina diluviana 488
Palwen 526
Parallelodon mandelensis, Taf. **8**, Fig. 14, 15, 15a, 16 213
Patella sp. 561
Pechsteinadern Heftebergporphyr 43
Pechsteinschlieren Porphyr Schmalkalden, Taf. **3**, Fig. 3 . . . 42
Pecten amapodensis 554
» *carlottensis* 554
» *cretosus* . . . 418, 420, 426
» *dentatus* 428
» *digitalinus*, Taf. **29**, Fig. 10 554
» *discites*, Taf. **31**, Fig. 22, 23 599
» *Faujasi* 428
» *germanicus* 547
» *laevigatus*, Taf. **31**, Fig. 24, 25 600
» *orbicularis* 548
» *pusillus* 93
» *reticularis*, Taf. **31**, Fig. 17—21 598
» *Schmiederi* 600
» sp. ex aff. *P. membranacei* 418, 420
» sp 427
Pentagonaster quinqueloba . 420, 426
Permische Störungen Schmalkalden 107
Pfaffendorfer Stufe 536
Pflanzenreste Culm, Taf. **28** . . 508
» » Thüringen 516, 517
» Devon, Taf. **28** . . 508
» Vallendarer Schichten 296
Phacops sp. (*Potieri?*) 181

Seite

Phacops sp. 181
Philippiella Noetlingi, Taf. **31**, Fig. 1—4 595
Pholadomya Glehni . . . 551, 554
» *sachalinensis* . . . 551
Pylloceras ramosum 553
Phyllopora Ehrenbergi 92
Phymosoma Königi 424
» *spatuliferum* 417
Placenticeras Schlüteri 428
Placunopsis ostracina, Taf. **31**, Fig. 5—8 . . . . . **596**
» *tenuistriata*, Taf. **31**, Fig. 9 596
Plagioklas in Amphibolit Nimptsch 569, 572
Planorbis Strömi 437
Plattendolomit Schmalkalden, Taf. **2**, Profil **9** . . . 97
» Schmalkalden, Stylolithen . . . 99
Plattenschiefer Harzgerode. . . 251
Pleuromya brevis, Taf. **36**, Fig. 7a, 7b 631
» *cuneiformis*, Taf. **29**, Fig. 1a, 1b, 1c, 2 . . **557**
» *Ecki* 632
» *elegans*, Taf. **36**, Fig. 6a, 6b 630
» *fassaensis*, Taf. **36**, Fig. 8a, 8b 631
» *musculoides* 630
» *musculoides* var. *elongata*, Taf. **36**, Fig. 4 . 630
» nov. sp., Taf. **36**, Fig 13 634
» *prosogyra*, Taf. **36**, Fig. 10a, 10b 633
» *pulchra*, Taf. **36**, Fig. 9 632
» *rugosa*, Taf. **36**, Fig. 11, 12a, 12b, 14a, 14b . 632
» *sensimstriata*, Taf. **36**, Fig. 5 630
Pleurotomaria conica 188
» *detornata*, Taf. **9**, Fig. 5, 5a, 5b . . 185
» *Kleini* 186

Seite

Pleurotomaria n. sp. **186**
» sp. 187
Pliocän Lahngebiet 315
Pliocäne Flußablagerungen Limburger Becken. . . . 330
» Leitgerölle, Verkieselung 324
Polarflora über Allerödgyttja . . **438**
Polyptychites diplotomus 547
» *latissimus* 548
Porosphaera galeata 417
» *globularis* 417, 420, 424, 426, 427
» *nuciformis* 420
Porphyr Schmalkalden, Absonderung . . 46
» » , Achatlagen 38
» » , Biotit . 26
» » , Einsprenglinge . . 23
» » , Feldspat 23
» » , Flußstruktur . 27
» » , Gesteinsblasen . 30
» » , Pechsteinschlieren, Taf. **3**, Fig. 3 42
» » , Quarz . 24
» » , Sphärolithbildung . 32
» » , Zersetzung 46
Porphyre des Oberrotliegenden Schmalkalden 22
Porphyrkugeln Kombergporphyr . 53
» Schmalkalden . 31, 34
» Schmalkalden, Achatlagen in . . 38
» Schmalkalden, Pechstein . . . 36
Postglazial Kaiser-Wilhelm-Kanal, Taf. **23–26** 249
Postglaziale Saaleterrassen . . . 412
Postume Störung Thüringer Wald **116**
Präexistierende Spalten, Abhängigkeit basaltischer Ergüsse von —n 309
Präglazial Mittelschlesien . . . 506
Präglaziale Saaleterrassen . . . 412
Productus horridus 83, 84, 92
Proetus sp. 182
Protocardium sp. 551
Protopitys Buchiana, Taf. **28**, Fig. 3 516
Pseudocorbula Sandbergeri . . . 624
Pseudomonotis comta 596
» *Michaeli*, Taf. **31**, Fig. 10, 11 . . . 596
Psilomelan Schmalkalden . . . 157
Pterinea asciculata 194
» *costata*, Taf. **5**, Fig. 3, 4, Taf. **6**, Fig. 5 192
» *costata* var. nov. *spinosa*, Taf. **5**, Fig. 2 194
» *costulata* 194, 195
» *expansa* 201
» *explanata* 207
» *fasciculata* 180, 191, 193, 197
» *fasciculata* var. *occidentalis* 196
» *ingens*, Taf. **6**, Fig. 3, 3a, 4, Taf. **7**, Fig. 2, 2a . . 202
» *laevis* 180, 199
» *lineata* 199, 205
» *ovalis* . . . 203, **204**, **205**
» *subcostata*, Taf. **5**, Fig. 5–7 . . . 180, 197, 200
» *ventricosa* . 203, **204**, **205**
Pterinopecten eifeliensis 190
Puzosia japonica 553
» spec. indet. 553
Pyrolusit Schmalkalden 158

Q.

Quartär Schmalkalden 103
Quarz in Hornblendegneis Nimptsch 564
» in Porphyr Schmalkalden . 24
Quarzglimmerschiefer Nimptsch, Feldspat in 577
Quarzit Ebbegebirge 454
Quarzitschiefer Nimptsch . 561, 580
» Nimptsch, Granit injizierter . 561, 580
Quellverhältnisse Schmalkalden . 167

Seite

R.

Randspalte Thüringer Wald . . **127**
Randverwerfung Steinbach . . . 120
» Thüringer Wald **121**
Rauhwacke Schmalkalden . . . 85
Regenbergporphyr 57
Rensellaeria crassicosta 454
Retzia sp. 230
» *trigonella*, Taf. **30**, Fig. 8 589
Rhachiopteris Zimmermanni, Taf. **28**, Fig. 6—6b . . 517
Rhadinocrinus rhenanus, Taf. **9**, Fig. 1 245
Rheinisches Schiefergebirge im Vortertiär 273
Rhizopterion sp. 417
Rhön, triassische Abtragungsfläche 278
Rhynchonella ala 418, 424
» *daleidensis* 230
» *decurtata*, Taf. **30**, Fig. 15 590
» *dillensis*, Taf. **9**, Fig. 17, 18 . . . 180, 232
» *Mentzeli*, Taf. **30**, Fig. 16 591
» *Orbignyana* . . . 179
» *pila* . . 179, 180, 231
» *plicatilis* . . 428, 552
» sp. 426
Riffdolomit Schmalkalden 86, 89, **172**
» » , Höhlen 88
Rimmertquarzit 454
Rippelmarken im Rotliegenden Schmalkalden 18
Roteisen Schmalkalden 157
Rötelsandstein Schmalkalden . . 12
Rotliegendes Schmalkalden . 4, 7, 18
Rotliegendzeit, Dislokationen 108, 113, **116**
» Schmalkalden, Landoberfläche . 64
Rotteroder Störung 131
Rücklingsschiefer 266

S.

Saalelauf, mittlerer, Terrassen, Taf. **22** 401

Seite

Saaleterrasse Apolda 409
» Blankenburg . . . 404
» Camburg 409
» Jena 408
» Kahle 407
» Naumburg . . . 410
» Orlamünde . . . 406
» Rudolstadt . . . 404
» Saalfeld 403
» Stadtremda . . . 404
Saaleterrassen, interglaziale . . 412
» , postglaziale . . . 412
» , präglaziale . . . 412
Salix phyllicifolia . . 434, 439, 451
» *polaris* 434, 438, 451
» *reticulata* 434, 451
Salzablaugung Harzrand . . . 393
Sander Niederlande . . . 463, 471
» Veluwe-Endmoräne . . . 469
Sandsteineinschlüsse Hachelstein-porphyr 42
Scalpellum Franciscae 425, 426, 428
» *maximum* 427
Schichtenstörungen im Löß . . 493
Schiefergrauwackenzone Harzgerode 252
Schiefertonstücke in Heftebergporphyr 42
Schizodus obscurus 84
Schmalkalder Störung 140
Schneckenmergel Ingramsdorf . . 507
Schotterterrassen Osterode (Harz) **388**
Schwerspatgänge Schmalkalden . 165
Sedimente über Kombergporphyr 16
Seitwärtsmäander 345
Septarienton Vogelsberg . . . 301
» » , Transgression 306
Serpula amphisbaena . 418, 424, 427
» *ampullacea* 420
» *gordialis* 418
» *granulata* 418
» *pentagona* 426, 427
» *planorbites* 84
Solariella radiatula 551
Sole Schmalkalden **172**

Seite

Solemya biarmica 93
Solquellen Schmalkalden . . 94, 141
Spatangidarum gen. 417, 420, 426, 427
Spätglazial Kiel **445**
Spätglazial Kiel, Anodonten in . 440
Sphaerium corneum 437
» *duplicatum* 437
Sphärolithbildung Hachelsteinporphyr, Taf. **3**, Fig. 1, 2 39, 45
» Porphyr Schmalkalden . . . 32
Spirifer aequicosta 177
» *alatiformis* . . . 177, 227
» *alatus* 83, 84, 93
» *arduennensis* . . . 179, 228
» *auriculatus* . . . 177, 179
» *carinatus* 179, 227
» *cristatus* 93
» *cultrijugatus*, Taf. **9**, Fig. 11 175, 225
» *curvatus* . . 177, 179, 226
» *Mischkei* 179
» *paradoxus* 177, 179, 195, 226
» *primaevus* 454
» *subcuspidatus* 227
» » var. *alata* . 227
Spiriferina fragilis, Taf. **30**, Fig 9 590
» *hirsuta*, Taf. **30**, Fig. 10, 11 590
» *Mentzeli*, Taf. **30**, Fig. 12—14 590
Spirorbis omphalodes 245
Spondylus Dutempleanus 418
» *spinosus* . . . 418, 426
Staumoräne Lingen 479
» Maarn **464**
» Niederlande . 476, 480
Stauranderaster sp. 418
Stauropteris burntislandica . . . 516
» *oldhamia* 515
» sp., Taf. **28**, Fig. 4 . 514
Steinbacher Randverwerfung . . 120
Steinborner Schichten 260, 263, 265
Stereochlamis sp. 420
Stereocidaris sceptrifera 417, 424, 426

Seite

Störungen vgl. auch unter Dislokationen, Tektonik, Verwerfungen usw.
» Hameln, Taf. **19**, Fig. 1, 2 357
» Hannoversches Bergland, Taf. **19—21** . . 374
» Harzvorland, alluviale 385
» » , diluviale 383
» » , interglaziale . . 379
» Lahngebiet . . 309, 314
» Löß, Taf. **20**, Fig. 3 385, 387
» Rotliegendes **116**
» Schmalkalden (permische) 107
» Schmalkalden, Taf. **2** 118, 122, 128, 141
» Thüringer Wald (postume) **116**
Straparollus permianus . . . 84, 94
Strophalosia excavata 92
» *Goldfussi* 83
» *Morrisiana* 83
Stropheodonta explanata 237
» *piligera* 237
» *taeniolata*, Taf. **9**, Fig. 16 235
Strophomena interstrialis 235
» sp. ? 180
Stufendünen, Obere 525
Stylolithen Plattendolomit Schmalkalden 99
Synhelia sp. 417

T.

Tambacher Hauptmulde. . . . 111
Taonurus flabelliformis 426
Tegelenstufe, Tone 489
Tektonik vgl. auch unter Dislokationen, Störungen, Verwerfungen usw.
» Breslau 502
» Limburger Becken, Taf. **18** 340
» Schmalkalden 107

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Seite

Tellina accedens, Taf. **29**, Fig. 8 556
» *clivosa*, Taf. **29**, Fig. 9 . 555
» *edentula*, Taf. **36**, Fig. 3 630
» *Michaeli*, Taf. **29**, Fig. 11 556
Terebratula angusta, Taf. **30**, Fig. 7 589
» *carnea* . . 418, 420, 424
» *depressa* 547
» *elongata* 83, 92
» *prunulum* 234
» *vulgaris*, Taf. **30**, Fig. 5a, 5b, 6 588
Terebratulide, Taf. **9**, Fig. 19, 19a 234
Terebratulina chrysalis 420, 424, 426
Terquemia complicata 592
» *difformis* 591
Terrassen Lahn, Taf. **15** . 332, 345, 347, 352
» » , Gliederung . . 337
» » , Verbiegungen 341, 343
» » , Zusammensetzung 359
» Rhein, Alter 491
» Saalelauf, Taf. **22** . . 401
Terrassenbildung, Ursache . . . 345
Terrassengliederung an der Lahn 337
» » » Mosel 337
» am Rhein . 337
Terrassenverbiegungen Lahngebiet 343
Tertiär Lahngebiet, Taf. **10—18** 269, 279, **300**
» Vogelsberg 301
» Weilburg **299**
» Westerwald . . . 298, 307
Tertiäre Verwitterungsrinde Lahngebiet 281
» Zersetzungserscheinungen Lahngebiet 279
» Zersetzungsprodukte Lahngebiet 280
Tertiärquarzit Westerwald . . . **328**
Tertiärstörungen Lahngebiet . . 314
Tertiärton Westerwald 280
Tetragonites Timotheanum . . . 553
Thecidium hieroglyphicum . . . 424
Thracia mactroides, Taf. **36**, Fig. 15a, 15b 634
Thüringer Wald, Taf. **1—4** . 1, 108

Seite

Thüringer Wald, Faltung, Taf. **2** 108
» » , Randspalte **121**, **127**
» » , postume Störung **116**
Trachytriton duiensis 511
» *sachalinensis* . . . 511
Transgression Alzeyer Meeressande 306
» Septarienton Vogelsberg 306
Transgressionsfläche obercarbonische Grauwacke 278
Trias Breslau **498**
» Oberschlesien, Brachiopoden, Taf. **30—36** 586
Triassische Abtragungsfläche Eifel 278
» » Rhön 278
Trigonia sp. 551
Turbo boimstorfensis 418
» *helicinus* 84
Turbonilla Phillipsi 93
Turritella telum, Taf. **29**, Fig. 3 558
Tylocidaris Gosae 417

U.

Überlaufquellen. 535
Uintacrinus westfalicus 424
Ullmannia Bronni 81
Uncinulus pila 176, 231
Unicardium Philippi, Taf. **35**, Fig. 21a, 21b 629
» *rectangulare*, Taf. **35**, Fig. 19a—19c, 20 . 628
» *Schmidi*, Taf. **35**, Fig. 16a, 16b, 17, 18a—18c 628
Unterer Buntsandstein Schmalkalden 101
Untere Kreide Helgoland . . . 545
» Letten Zechstein Schmalkalden 94
Unteres und Oberes Mitteldevon, Faltung dazwischen 278
Untere Mittelterrasse Lahn 347, 352
Unterer Zechstein Schmalkalden . 69
Unter-Ludlow Harzgerode . . . 262
Unterneocom Helgoland. . . . 545
Untersenone Fauna Ahaus . . . 423
» » Burgsteinfurt 423

Seite

Urfer Schichten . 249, 252, 259, 267
» » Harzgerode . . 265

V.

Vallendarer Sande, Verkieselung **328**
» Schichten, Alter . . 307
» » , Pflanzenreste . . 296
» » , Verkieselung . . 327
» » , Vogelsberg . . 302
» Schotter, Taf. **11**, Fig. 1 und Taf. **18** 277, 289, 293, 294
» Stromsystem . . . 292
» Stufe 289
» » , Alter . . . 295
Valvata antiqua 437
Velopecten Albertii, Taf. **31**, Fig 16 598
Veluwe-Endmoräne 469
» , Sander der . 469
Vereisung Mittelschlesien . 503, **505**
Verkieselung 322, 323
» Kombergporphyr . 48
» Oxford Rethel . . **322**
» pliocäner Leitgerölle 324
» Vallendarer Sande . **328**
» Vallendarer Schichten 327
Verwerfungen vgl. auch unter Dislokationen, Störungen, Tektonik usw.
» Hannoversches Bergland (diluviale) 377
» Helmersdorf (Schmalkalden) . **135**
» Iserlohn-Schwerte 456
» Lahngebiet (diluviale). 342
» Rotliegendes . . 113
Verwerfungsquellen Schmalkalden 168
Verwitterung, alttertiäre . . . 287
» , jungmiocäne . . 325

Seite

Verwitterungsrinde Gießener Grauwacke . . . 280
» Koblenzquarzit 280
» Lahngebiet (alttertiäre) . . 279
» Lahngebiet (tertiäre) . . 281
» Wetterau (miocäne) . . 309
Verwitterungszone, interglaziale, Taf. **24** 430

W.

Walchia piniformis. 21
Wanderdüne Nimmersatt . . . **539**
Wieder Schiefer . . 249, 250, 260
Westerwald, Basaltkuppen, Taf. **13** 310
» , Bimssteinsande . . **367**
» , Braunkohlenbildung. 303
» , Lateritbildungen . . 301
» , Tertiär (basaltisches) 298
Wetterau, Verwitterungsrinde . . 309
Wieseker Sand 303
Windschliffsohle Ingramsdorf . . 507
» Schlesien . . . 503

Z.

Zechstein Schmalkalden . 62, **66**, 69 81, 85, 94
» » , Erdfälle 96
» » , Faciesunterschiede. 63
» » , Gips in 96
» » , Letten in 94, 100
» » , Mutterflöz 77
Zechsteinkonglomerat Schmalkalden 69
Zersetzung Porphyr Schmalkalden 46
Zersetzungserscheinungen, tertiäre 279
Zersetzungsprodukte, tertiäre . . 280
Zersetzungsrinde, alttertiäre . . 294
Zoisit in Amphibolit Nimptsch . 574
Zoisitamphibolit Nimptsch . . . 574

Orts-Register.

Die Meßtischblätter sind gesperrt gedruckt. — Die Zahlen der Seiten, welche Abbildungen, Profile usw. enthalten, und die Tafelnummern sind ***fett*** *gedruckt.*

Seite

A.

Afferde 376
Ahaus 427
Ahausen 348
Albaxen 386
Albergen 478
Albrechts 79
Allendorf 332, 350
Altdamm 526
Altersbach 5, 15, 17, 20, 95, 109, 121
Alt-Wittenbeck 432
Amerongen 462
Amersfoort . . . 462, 463, 466, 490
Amsterdam 463, 490
Apeldoorn 470
Arnheim 474, 483
Asbach . 21, 62, 64, 84, 87, 95, 109
Aumenau 339, 340, 349, 362
Auwallenburg 64

B.

Badenhausen 387
Barneveld 467
Beekhuizen 468
Beirode 64
Blankenburg 402
Bocksberg 421
Bornhausen 384
Börry 375, 379
Braunfels 293
Breinum 384
Breitscheid 299, 310

Seite

Breslau 498
Brotterode 115
Brusdeilinen 529
Burgsteinfurt 423

C.

Calcar 461
Camburg 402
Carlowitz 500
Charlottenhof 529
Cleve 461, 481
Coblenz 334
Cramberg, Taf. **16** 339
Cranenburg 461
Crefeld 461, 482

D.

Dannhausen 380
Darguszen 529
Dehrn 345
Denekamp 477
Den Hamm 478
Dieren 469, 471
Diez 339, 349
Dillenburg 310
Doorwerth 469
Doren 462
Dorlar 342, 348
Dribergen 465
Duisdorf 315, 316
Dürr-Brokuth 577

Seite

E.

Echte 381
Eckenhagen 452
Eckenhagen 453
Ede 467, 468
Ehringshausen 310
Elmental 64
Elspett 475
Elten 461, 482
Elz 292
Emmerich 482
Emmern 375
Emmikhuizen 467
Ems 339
Enschede 477
Epe 472
Erbach 292
Essershausen 283

F.

Falkenbach 339
Floh 5, 8, 63, 95, 118
Flörsheim 306
Friedberg 278
Friedrichroda 57
Friedrichroda 96

G.

Gedwill-Paul **537**
Gehrden 419
Gehrenrode 384
Gelderland 484
Gerlingen 457
Gieboldehausen 388
Gießen 332, 350
Gießen 283, 315, 338, 344
Gilserberg 259, 265
Gittelde 385
Gleiberg 311
Gleidingen 419, 420
Glimbach 304
Gollnow 526
Gollschau 583
Gooi 463
Goor 477
Grabben 529

Seite

Gräveneck 339
Grävenwiesbach 293
Grifte 386
Groenlo 478
Groß-Kniegnitz 577
Groß-Peterwitz 501
Groß-Tauerlauken 529
Groß-Tinz 501
Groß-Wilkau . . 562, 563, 566, 573
Groß-Zöllnig 499
Grube Philippswonne 314
Günthersberge 250, 252, 259

H.

Hahnstätten 290
Haiger 175
Hallenberg 1, 115
Harderwijk 467, 468
Harne 478
Harzgerode 257
Hasselfelde 257
Hasselfelde 260, 265
Hauberg bei Mandeln 176
Heerenberg 461
Heidersdorf 563
Hellerdoorn 476
Helmershof 36, 47
Herolder 330
Herzberg 387
Het Loo 470
Hildesheim 390
Hilversum 463, 466
Hohleborn 64, 95
Holten 476
Holtenau 430
Höxter 391
Huizen 462

I.

Ildehausen 383
Ilmenau 70, 112, 114
Imbshausen 381
Iserlohn 455, 456

K.

Kahla 402

Seite

Karkelbeck 526, 529, 531
Kattern 499
Katzenellenbogen 330
Kervenheim 462
Kiel 430
Kiel 432
Kilder 461
Kinzenbach 342, 348
Kirchohsen 376
Kirschhofen 340
Klein Johnsdorf 578, 583
Klein-Mochbern 500
Klein-Öls 499
Klein-Schmalkalden 117
Knoop 431
Koberwitz 501
Kohlberg 102
Koischwitz 501
Königsdahlum 384
Königsföhrde . . 431, 438, 441, 450
Köppenhof 462
Kösen 413
Kreika 499
Krietern 501
Krofdorf 311, 348

L.

Labbeck 462
Landwehr 447
Langenhorst 424
Langgöns 280
Launois 322, 325
Launsbach 311, 348
Lauterbach 563
Lauterberg 388
Leersum 462
Lengefeld 413
Leun 342
Levensau 447
Lich 301
Liebenstein 111
Liegnitz 501
Limburg 345
Lindenberg . . . 250, 252, 254, 259
Lingen 479
Lochem 477

Seite

Löffelsterz 452
Löhnberg 312, 342, 349
Lohne 479
Lutter 396

M.

Maarn 465, 481
Marburg 278, 342
Marburg 331, 333, 350
Marienbaum 462
Marienrode 384
Marksuhl 143
Mehlis 115
Memel 527
Merenberg 299, 310
Merenberg 311, 332
Metelen 423
Meuluntern 468
Miramare, Ostpreußen **530**
Möllingen 298
Montabaur 280, 299, 325
Mossel 473
Moyland 461

N.

Naarden 462, 481
Näherstille 62
Neede 478
Neobschütz 578
Neudeck 568, 570
Neurode 256
Neuvizy 321
Niedergirmes 351
Niederwalgern 331, 333, 348, 350
Niederwalgern 342
Niederzeuzheim 292
Nienborg 428
Nieuwsoerel 469
Nievera 339
Nijverdal 476, 477
Nimmersatt . 526, 529, 531, **537**, 538
Nimptsch 398, 562
Nimptsch 566, 574
Norfolk 463, 481
Nusse 440, 442
Nymwegen . 461, 467, 481, 483, 489

Seite

O.

Oberbiel 342
Ober-Ijssel 484
Obershausen 290, 293
Ochtrup 425
Örmten 462, 480, 482, 488
Ösself 420
Öttersdorf 519
Ohr 375
Oldenzaal 477
Ommen 476
Oranienburg 488
Orlamünde 402
Osterode 387
Osterode 388
Otmarsum 477

P.

Pangel 567, 577
Pangelberg bei Nimptsch . . . 398
Pansfelde 261
Parden 467
Pattem 469
Petrikau 574, 577
Plottnitz 574
Powunden 527
Prauß 573, 574
Projensdorf 431, 437, 446

Q.

Quanzendorf . . 569, 570, 574, 577
Queste 102

R.

Radlah 420
Reichau . . 572, 574, 577, 578, 581
Reichenbach 64, 118
Rethel 322
Rhenen 461, 462, 481
Rheurdt 461, 462, 480
Rijssen 477
Roosendaal 495
Rosenkranz . 431, 438, 441, 447, **450**
Roth-Neudorf 578
Rotterode . . . 5, 17, 34, 54, 109
Rudolstadt 402, 415

Seite

S.

Saalfeld 404
Salzungen 143
Sarstedt 419
Schauferts 330
Schmalkalden 1, 100, 103
Schmalkalden . . . 7, 117, 125
Schmitzdorf 574
Schnellbach 61
Schöntal 14
Schüttorf 479
Schwarzatal 404
Schweina 79
Schwentnig 499
Schwerte 456
Seesen 383
Seesen 385, 396
Seligental 109, 169
Selters 362
Senitz 568
Siegroth 504, 505, 506, 574
Siershahn 280, 299, 300
Silbitz 574
Stadtremda 402
Staufenberg 342
Staufenburg 385
Staverden 475
Stein 501
Steinbach . 1, 34, 54, 110, 115, 120
Stille 14
Strachau 574
Struth 10, 49, 53, 63, 74
Szeipen-Thoms 529, 532

T.

Tambach 7, 49, 146
Tambach 108
Tentschel 501
Tönisberg 462
Tubbergen 478
Tündern 376

U.

Üdem 462
Ülsen 477

Seite

V.

Veenebrügge 477
Vetzberg 311, 342
Vierhouten 469
Voorthuizen 467

W.

Wageningen . . . 467, 468, 483
Wahlstatt 501
Wehmberg 416
Weilburg 299, 338
Weilburg 310, 332
Wernshausen 143
Westerburg 325, 366
Wetzlar 338, 342, 360
Wiehl 452
Wiesek bei Gießen 296, 302, 342, 348
Wik 430
Willershausen 381
Wilsum 477
Wismar 348
Wittenbek 431
Woislowitz 580
Wonnwitz 572, 574

X.

Xanten 462

Z.

Zeulenroda 519

Fig. 1.



Grundmoränenlandschaft bei Holtenau—Wiek—Projensdorf.

In den Vertiefungen des Geschiebemergels liegen die Dryastone; links unten, im Kanalniveau, liegt unter dem Geschiebemergel die interglaziale Verwitterungszone.

Fig. 2.



C. Gagel, phot.

Grundmoränenlandschaft bei Holtenau.

Alle Aufschlüsse bestehen nur aus Geschiebemergel; im Hintergrunde die Kieler Föhrde.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

Fig. 1.



Rutschungen in dem schmierigen, fossilführenden Dryaston bei Alt-Wittenbeck.

Der Dryaston liegt auf Geschiebemergel (Vordergrund) und wird z. T. von Torf überlagert.

Fig. 2.



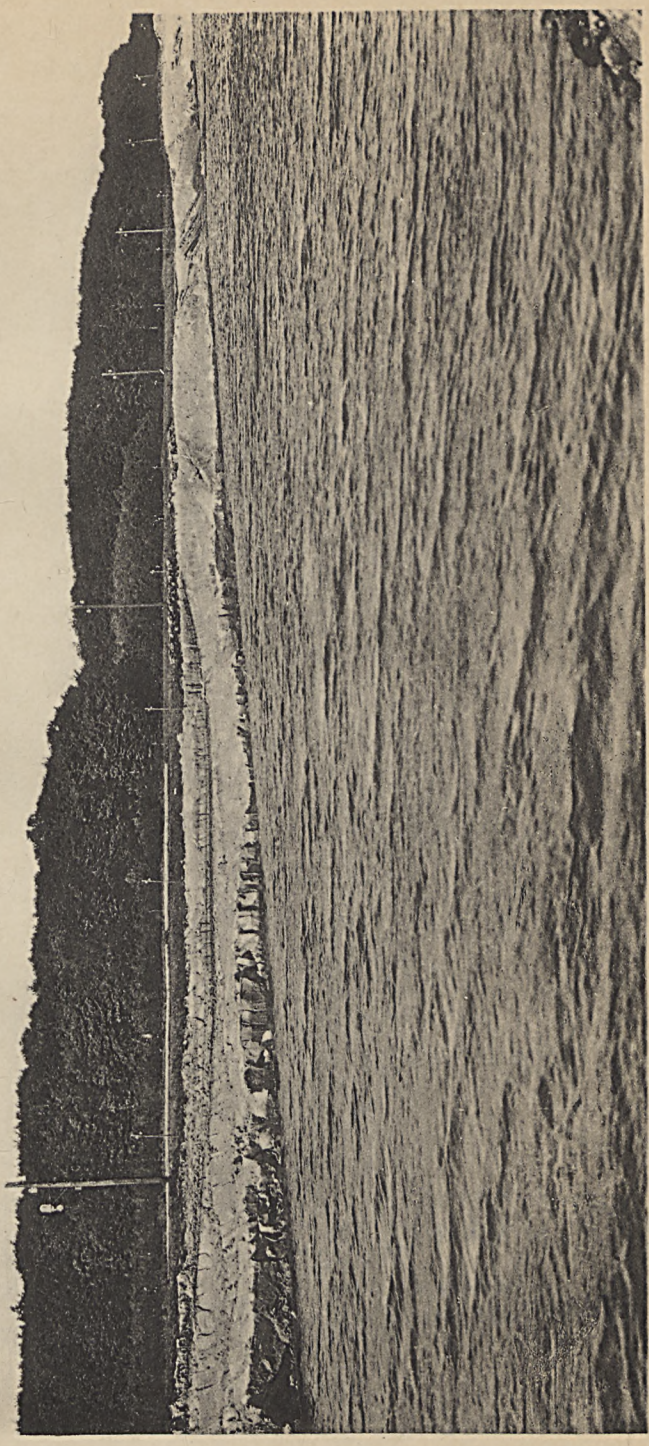
C. Gagel, phot.

Ausweiche am Ausgang des Flemhuder Sees.

Dryaston mit reicher Fauna (Anodontenbänke) und Moosrasenschichten; links (O) auflagernd auf Geschiebemergel; rechts (W) überlagert von postglazialen Sanden und Ablagerungen des Flemhuder Sees.

(Die Warnungstafel rechts steht auf dem Boden des ehemaligen Flemhuder Sees. Vgl. Fig. 6, Seite 448.)

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.



Phot. A. v. Lozinski.

„Allerødgyttja" im Dryaston
Kilometer 77,3 des Kaiser-Wilhelm-Kanals.
Das dunkle Band in der Mitte der Dryastonmulden ist die humose „Allerødgyttja".
Zwischen den beiden Dryastonmulden, ebenso ganz links, kommt ein Sattel von Geschiebemergel in die Höhe.
Vgl. Fig. 1, Seite 438.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
TH 15008

Geologisch-morphologische Übersichtskarte des preussisch-holländischen Niederrheingebietes.

Bearbeitet von K. Keilhack.

1:500 000

Kilometer: 0 5 10 15 20 25

Farben-Erklärung.

Alluvium: Hochmoor; Schlick und Torf; Dünen

Diluvium: Endmoränen (Staumoränen); Hochflächen; Sander; Hauptterrasse; Mittelterrasse; Niederterrasse; Flandrische Stufe

NORD SEE

ZUIDER SEE

HOLLAND

NORD-HOLLAND

SÜD-HOLLAND

UTRECHT

GELDER-LAND

OBER-YSSEL

NORD BRABANT

SEE-LAND

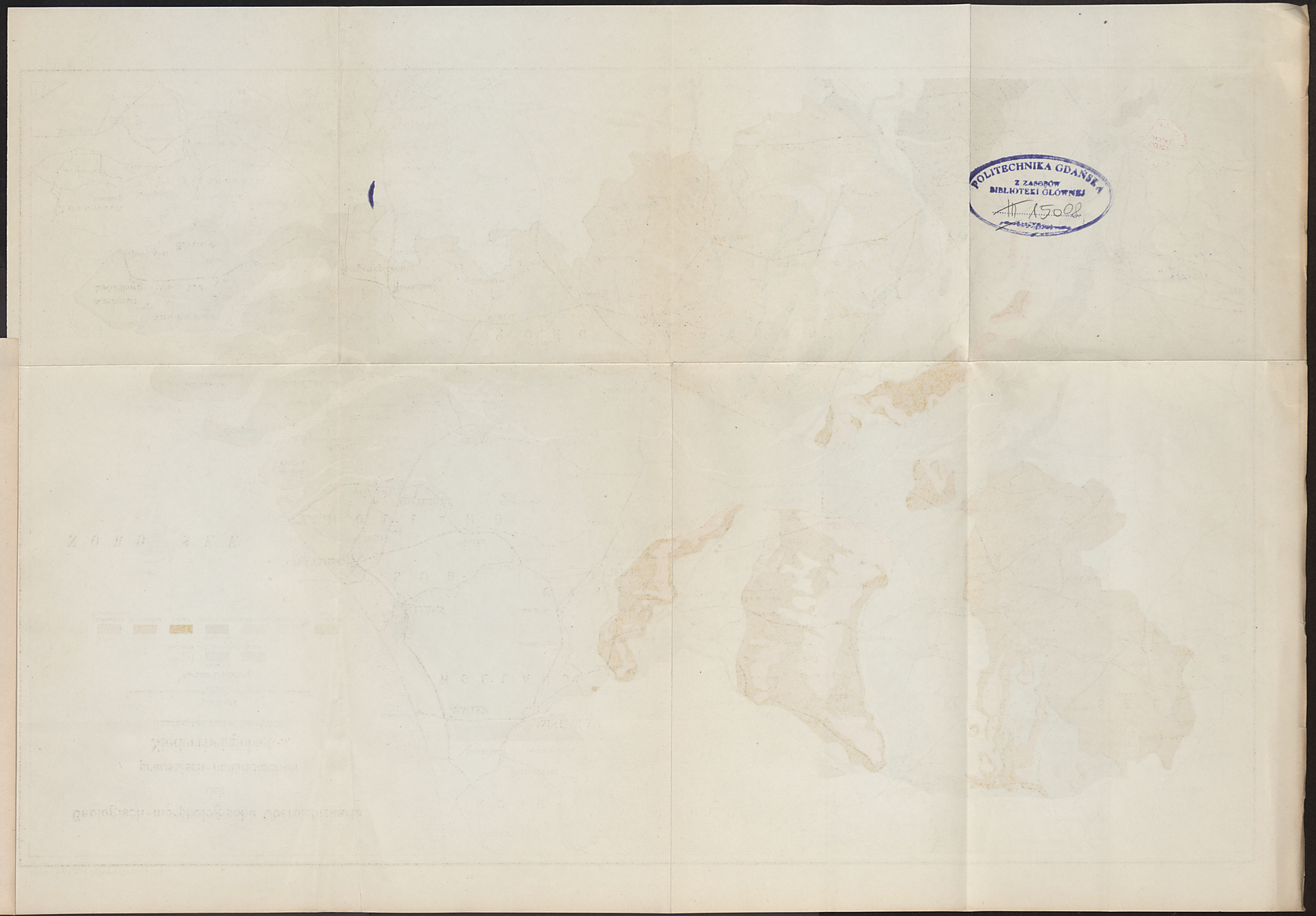
Vlaanderen

Alkmaar, Purmerend, Zaandam, Edam, Monnickendam, Zandvoort, HAARLEM, AMSTERDAM, Muiderberg, Naarden, Hilversum, Baumbrugge, Breukelen, LEIDEN, Scheveningen, 'S GRAVENHAGE, Hoek van Holland, Delft, Gouda, Schiedam, ROTTERDAM, Woerden, Vianen, Schoonhoven, Culemborg, Leerdam, Briele Voorne, Putten, Hellevoetsluis, Goepee en Overflaakkee, Hoeksche Waard, Maasdam, Klaaswaal, Willemstad, Dordrecht, Sortinchem, Schouwen Duiveland, Ferkwerve, Oudgaesplaat, Willemstad, Zierikzee, Nord-Beveland, Walcheren, Middelburg, Süd-Beveland, Thalen, Vlissingen, Veere, Goes, Vlake, Nisse, Wester-Schelde, Rilland, Hoogerheide, Steenbergen, Zeeuwsch Oostburg, Zandvliet, Terneuzen, Groenendijk, Aardenburg, Watervliet, Hulst, Sas van Gent, Assenede, Ketzaede, Moerbeke, Waasmunster, Stekene, Beveren, Maldegem, Eeckloo, Waerschoot, Wachtebeke, Evergem, St. Nicolaas, ANTWERPEN, Mechelen, Nylen, Bouwel, Herenthals, Lier, Moll, Turnhout, Oostmalle, Brecht, Calmpthout, Wuestwezel, Santvliet, Cappellen, Brasschaet, Schooten, Lichtaert, Essche, Minderhout, Alphen, Rijsbergen, Rosendaal, Bergen op Zoom, Breda, Oosterhout, Zevenbergen, Willemstad, Moerdijk, Oudgaesplaat, Tilburg, Hilvarenbeek, Hertogenbosch, Vught, Boxtel, Best, Utrecht, Eindhoven, Bladel, Eersel, Valkel, St. Antonis, Vierlingsbeek, Helmond, De Peel, Hegelsum, Sterksel, Beringe, Weert, Veghel, Uden, Gemert, Deurne, Asten, Someren, Lierop, Nederweert, Budel, Maarheeze, Weert, Roermond, Venlo, Tegelen, Bree, Wychmael, Neer, Meel, Vierlingsbeek, Arnhem, Heteren, Wageningen, Rhenen, Elst, Zevenaar, Nymegen, Grave, Ravestein, Heusden, Waal, Leerdam, Culemborg, Vianen, Amerongen, Leersum, Driebergen, Maarn, Zeist, Soesterberg, Amersfoort, Barneveld, Putten, Nijkerk, Harderwijk, Elburg, Hattem, Epe, Vierhouten, Ermelo, Nijkerk, Hoevelaken, Voorthuizen, Kootwijk, Otterlo, Lunteren, Ede, Wekeren, Hoenderloo, Apeldoorn, Deventer, Heerde, Wezepe, Olst, Zwolle, Kampen, Hasselt, Genemuiden, Mastenbroek, Ommen, Hardenberg, Gramsbergen, Neuenhaus, Nordhorn, Vechta, Den Ham, Heino, Hellendoorn, Nijverdal, Vriezenveen, Tubbergen, Ootmarsum, Denekamp, Almelo, Wierden, Rijssen, Oldenzaal, Bentheim, Ochtrup, Gronau, Enschede, Hengelo, Delden, Goor, Markelo, Holten, Lochem, Zutphen, Laren, Vorden, Hengelo, Groenlo, Lichtenvoorde, Winterswijk, Vreden, Stadtlohn, Coesfeld, Borken, Bocholt, Anholt, Isselburg, Rees, Emmerich, Cleve, Calcar, Xanten, Wesel, Dorsten, Halterne, Ringenberg, Gennep, Mook, Goch, Kevelaer, Geldern, Alpen, Rheinberg, Mörs, Duisburg, Oberhausen, Dinslaken, Gelsen-kirchen, Essen, Mülheim, Ruhrort, Kettwig, Crefeld, Kempen (Krefeld), Viersen, Gladbach, Rheydt, Odenkirchen, Brüggen, Dülken, Süchteln, Willich, Kaiserswerth, Elberfeld, Düsseldorf, Neuss, Rhein, Maas, Roer, Niers, Schelde, Leie, Moer, Waal, Lek, Yssel, Vecht, Berkel, Dinkel, Ems, Hase, Lippe, Ruhr, Emscher, Erft, Swalm, Nette, Rur, Wurm, Inde, Worm, Aachen, Eschweiler, Stolberg, Herzogenrath, Kohlscheid, Eupen, Montzen, Moresnet, Vaals, Gulpen, Valkenburg, Maastricht, Visé, Fauquemont, Sittard, Geleen, Susteren, Roermond, Wassenberg, Erkelenz, Heinsberg, Hückelhoven, Geilenkirchen, Baesweiler, Jülich, Düren, Linnich, Eschweiler, Stolberg, Aachen, Herzogenrath, Kohlscheid, Eupen, Montzen, Moresnet, Vaals, Gulpen, Valkenburg, Maastricht, Visé, Fauquemont, Sittard, Geleen, Susteren, Roermond, Wassenberg, Erkelenz, Heinsberg, Hückelhoven, Geilenkirchen, Baesweiler, Jülich, Düren, Linnich

gez. F. Wolff.

Durchlichtungsdruck: Berliner Lithographisches Institut, Berlin W. 35.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ



Tafel 28.

Die Originale befinden sich alle in der Sammlung der paläobotanischen Abteilung der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt zu Berlin.

Fig. 1. Querschliff von *Diplolabis Roemeri*. Die × geben die Lage des Protoxylems an. Das Xylemband bei b stellt den Anfang der in die höheren Fiedern abzweigenden Leitbündel dar. Unterster Culm von Rudelstadt, Niederschlesien. — Gr. etwa $\frac{15}{1}$ . . . . S. 509

Fig. 2. Querschliff durch einen Farnsorus, sehr wahrscheinlich zu *Diplolabis Roemeri* gehörig. Neben der Pfeilspitze Querschliff eines Farnfiederchens. — Unterster Culm von Rudelstadt, Niederschlesien. — Gr. etwa $\frac{25}{1}$ . . . . . S. 511

Fig. 2a. Querschliff durch den Farnsorus Fig. 2 stärker vergrößert. — Gr. etwa $\frac{80}{1}$ . . . . . S. 511

Fig. 3. Radialschliff von *Protopitys Buchiana*. — Culm von Ruhbank, Niederschlesien. — Gr. etwa $\frac{80}{1}$ . . . . . S. 516

Fig. 4. Querschliff durch eine Farnspindel, *Stauropteris* sp. Die × geben die Lage des Protoxylems an. Neben dem Strich drei Siebelemente (?). — Unterster Culm von Rudelstadt, Niederschlesien. — Gr. etwa $\frac{55}{1}$ . . . . . S. 514

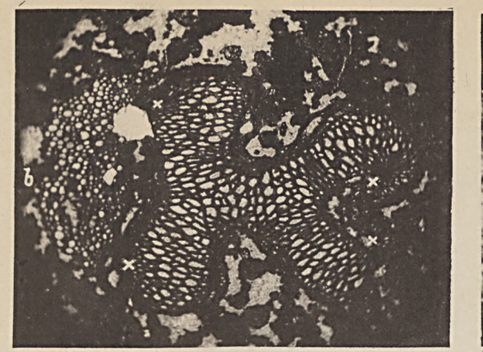
Fig. 5. Querschliff von *Nematophycus* aff. *Dechenianus*. — Unter-Devon von Westfalen, Gegend von Olpe. — Gr. etwa $\frac{80}{1}$. . . . . S. 522

Fig. 6. Querschliff von *Rhachiopteris Zimmermanni* n. sp. Neben dem Strich tritt das hypodermale Rindengewebe deutlich hervor. — Unterster Culm von Öttersdorf bei Schleiz, Thüringen. — Gr. etwa $\frac{15}{1}$ . . . . . S. 517

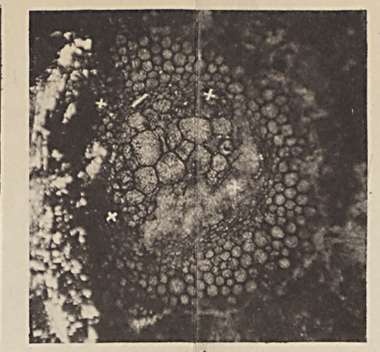
Fig. 6a. Teil der Rindenpartie und der Epidermis eines anderen Querschliffes von *Rh. Zimmermanni* stärker vergrößert. Die × bezeichnen die Lage der hypodermalen Sklerenchymstränge. Neben der Pfeilspitze tritt die Epidermis hervor. — Gr. etwa $\frac{150}{1}$. S. 518

Fig. 6b. Längsschliff durch das Leitbündel von *Rh. Zimmermanni* n. sp. — Gr. etwa $\frac{150}{1}$ . . . . . S. 518

Fig. 7. Teil eines Tangentialschliffes von *Dadoxylon primigenium*, einen vielstöckigen und mehrschichtigen Markstrahl zeigend. — Unterster Culm von Öttersdorf bei Schleiz, Thüringen. — Gr. etwa $\frac{150}{1}$ S. 520



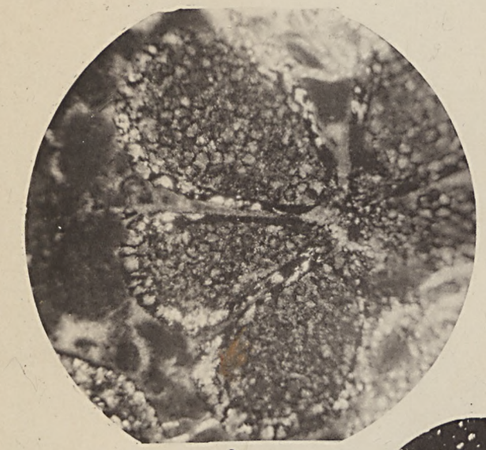
1



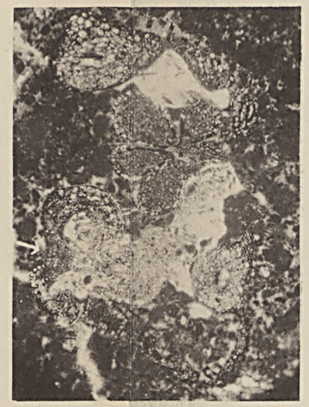
4



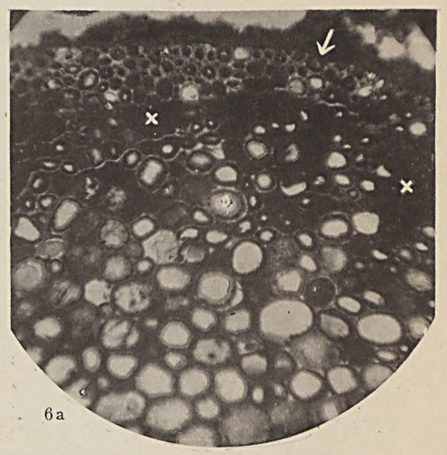
6



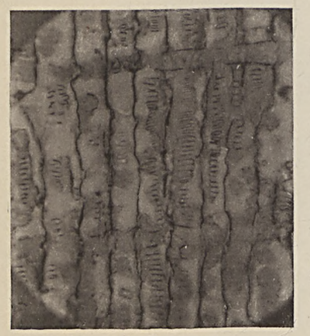
2a



2



6a



3



5



6b



7

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
15.08

Tafel 29.

Fig. 1a—c, 2. *Pleuromya cuneiformis* nov. sp. . . . . S. 557
Fig. 3. *Turritella telum* nov. sp. . . . . S. 558
Fig. 4a—c. *Natica (Lunatia) prunus* nov. sp. . . . . S. 558
Fig. 5—7, 13. *Nucula (Acila) Gottschei* nov. sp. . . . S. 554
Fig. 8. *Tellina accedens* nov. sp. . . . . S. 556
Fig. 9. *Tellina clivosa* nov. sp. . . . . S. 555
Fig. 10. *Pecten (Chlamys) digitalinus* nov. sp. . . . . S. 554
Fig. 11. *Tellina Michaeli* nov. sp. . . . . S. 556
Fig. 12a—c. *Pholadomya Glehni* Fr. Schmidt . . . . S. 554

Die Figuren sind in natürlicher Größe wiedergegeben und werden in der Geologisch-paläontologischen Abteilung des Naturhistorischen Museums in Hamburg aufbewahrt.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

POLITECHNIKA GDAŃSKA Z ZASOBÓW BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ 15008



C. Többicke, gez.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
15008

Tafel 30.

Fig. 1. *Lingula tenuissima* Bronn sp. . . . . S. 587
Rötkalk, Chorzow.

Fig. 2. *Lingula tenuissima* Bronn sp. . . . . S. 587
Rötkalk, Bobrek b. Beuthen.

Fig. 3, 4. *Discina discoides* v. Schloth. sp. . . . . S. 588
Unterer Wellenkalk, Sacrau b. Gogolin.

Fig. 5a, b. *Terebratula (Coenothyris) vulgaris* v. Schloth. sp. . . . . S. 588
Terebratelschichten, Boniowitz.

Fig. 6. *Terebratula (Coenothyris) vulgaris* v. Schloth. sp. . . . . S. 588
Karchowitzer Schichten, Mikultschütz.

Fig. 7. *Terebratula (Waldheimia) angusta* v. Schloth. . . . . S. 589
Obere Abteilung des Unteren Wellenkalks, Vorsehungsgrube.

Fig. 8. *Retzia (Plicigera) trigonella* v. Schloth. sp. . . . . S 589
Terebratelschichten, Mikultschütz.

Fig. 9. *Spiriferina fragilis* v. Schloth. sp. . . . . S. 590
Gr. Wilkowitzer Konglomeratbänke, Groß-Wilkowitz.

Fig. 10, 11. *Spiriferina hirsuta* v. Alberti sp. . . . . S. 590
Terebratelschichten, Boniowitz.

Fig. 12, 14. *Spiriferina Mentzeli* Dkr. sp. . . . . S. 590
Obere Karchowitzer Schichten, Böhms Steinbruch b. Tarnowitz.

Fig. 13. *Spiriferina Mentzeli* Dkr. sp. . . . . S. 590
Erzführender Dolomit, Halden am jüdischen Friedhof b. Tarnowitz.

Fig. 15. *Rhynchonella decurtata* Girard sp. . . . . S. 590
Obere Karchowitzer Schichten, Mikultschütz.

Fig. 16. *Rhynchonella Mentzeli* v. Buch sp. . . . . S. 591
Erzführender Dolomit, Halden am jüdischen Friedhof b. Tarnowitz.

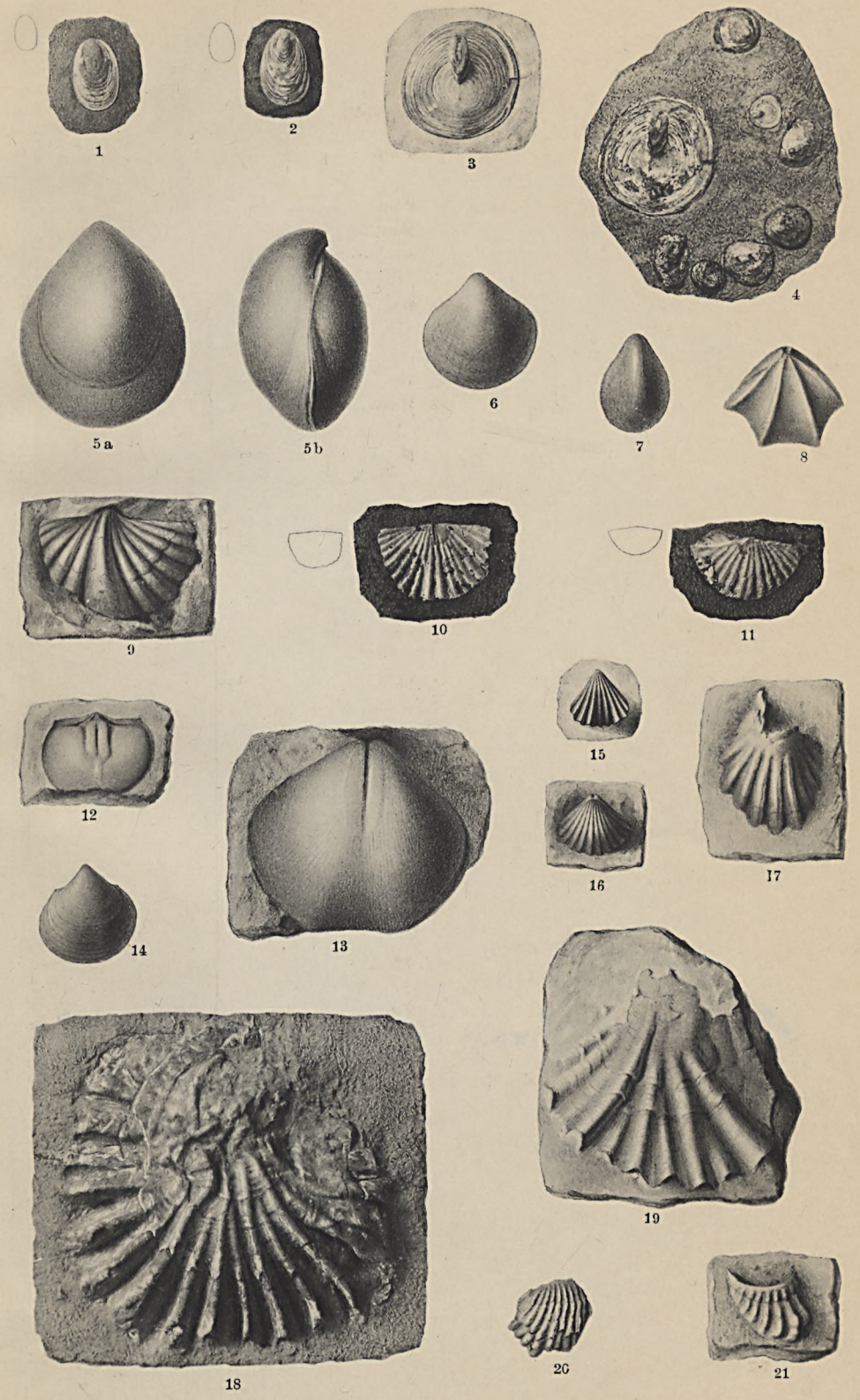
Fig. 17. *Enantiostreon difforme* v. Schloth. sp. . . . . S. 591
Konglomeratbänke, Steinbruch nördlich vom Wasserturm bei Königshütte.

Fig. 18, 19. *Enantiostreon difforme* v. Schloth. sp. . . . . S. 591
Terebratelschichten, Kempazowitz.

Fig. 20. *Enantiostreon spondyloides* v. Schloth. sp. . . . . S. 594
Obere Karchowitzer Schichten, Mikultschütz.

Fig. 21. *Enantiostreon difforme* v. Schloth. . . . . S. 591
Obere Karchowitzer Schichten, Böhms Steinbruch b. Tarnowitz.

Sämtliche Originale befinden sich im Geologischen Landesmuseum zu Berlin.



Hoffmann u. Többicke gez. Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
15008

Tafel 31.

Fig. 1. *Philippiella Noetlingi* Frech . . . . . S. 595
Terebratelbänke, Kamienietz b. Tarnowitz.

Fig. 2. *Philippiella Noetlingi* Frech . . . . . S. 595
Terebratelschichten, Kuhthal b. Annaberg.

Fig. 3, 4. *Philippiella Noetlingi* Frech . . . . . S. 595
Erzführender Dolomit, Tarnowitz.

Fig. 5. *Placunopsis ostracina* v. Schloth. sp. . . . . S. 596
Obere Abteilung des Unteren Wellenkalks, Pasietzka.

Fig. 6. *Placunopsis ostracina* v. Schloth. sp. . . . . S. 596
Unterer Wellenkalk, Wasserturm nördlich Königshütte.

Fig. 7. *Placunopsis ostracina* v. Schloth. sp. . . . . S. 596
Unterer Wellenkalk, Dzieckowitz.

Fig. 8. *Placunopsis ostracina* v. Schloth. sp. . . . . S. 596
Untere Abteilung des Unteren Wellenkalks, Scharley.

Fig. 9. *Placunopsis* (?) *tenuistriata* n. sp. . . . . S. 596
Erzführender Dolomit, Tarnowitz.

Fig. 10. *Pseudomonotis* (?) *Michaeli* n. sp. . . . . S. 596
Horizont der *Pecten*- und *Dadocrinus*-Kalke, Petersdorf.

Fig. 11. *Pseudomonotis* (?) *Michaeli* n. sp. . . . . S. 596
Horizont der *Pecten*- und *Dadocrinus*-Kalke, Piekar.

Fig. 12. *Cassianella Ecki* Joh. Böhm . . . . . S. 597
Diploporendolomit, Grabowitz-Mühle.

Fig. 13. *Cassianella Ecki* Joh. Böhm . . . . . S. 597
Erzführender Dolomit, Halden am jüdischen Friedhof bei Tarnowitz.

Fig. 14. *Cassianella Ecki* Joh. Böhm . . . . . S. 597
Erzführender Dolomit, Halden der Eisenförderung in Tarnowitz.

Fig. 15. *Cassianella* cfr. *Ecki* Joh. Böhm . . . . . S. 597
Untere Abteilung des Unteren Wellenkalks, Steinbruch am Wasserturm bei Königshütte.

Fig. 16. *Velopecten Albertii* Goldf. sp. . . . . S. 598
Horizont der *Pecten*- und *Dadocrinus*-Kalke, Steinbruch am Bahnhof Naklo.

Fig. 17—21. *Pecten reticulatus* v. Schloth. . . . . S. 598
Erzführender Dolomit, Tarnowitz.

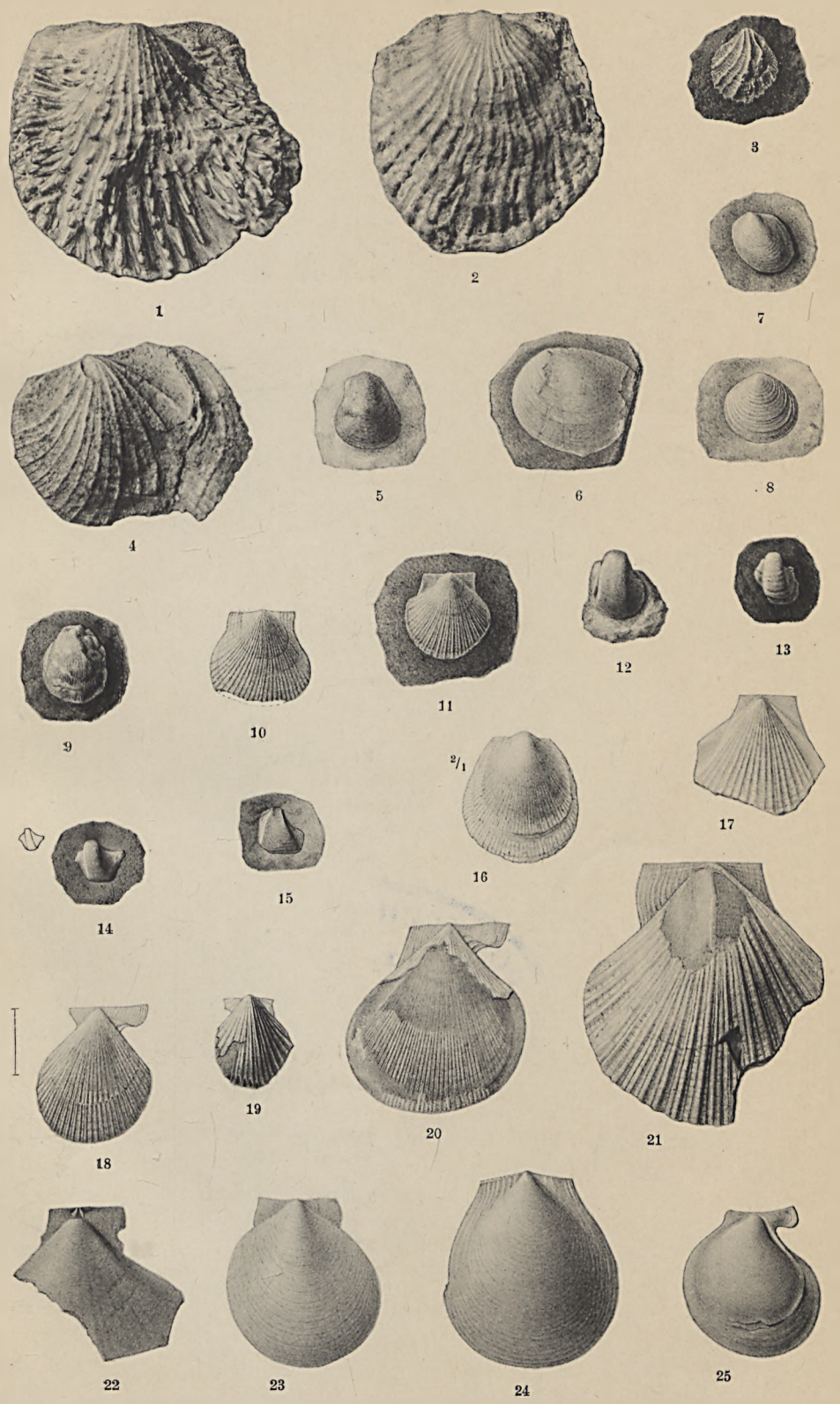
Fig. 22. *Pecten discites* v. Schloth. . . . . S. 599
Erzführender Dolomit, Tarnowitz.

Fig. 23. *Pecten discites* v. Schloth. . . . . S. 599
Alt-Tarnowitzer Schichten, nördlich Kunary.

Fig. 24. *Pecten* (*Pleuronectites*) *laevigatus* Bronn . . . . . S. 600
Obere Karchowitzer Schichten, Böhms Steinbruch bei Tarnowitz.

Fig. 25. *Pecten* (*Pleuronectites*) *laevigatus* Bronn . . . . . S. 600
1. Wellenkalkhorizont, Chorzow b. Königshütte.

Die Originale zu den Figuren 1 und 2 befinden sich in der Geologisch-paläontologischen Sammlung der Universität Breslau, die übrigen im Geologischen Landesmuseum zu Berlin.



C. Többicke gez. Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

POLITECH
Z
BIBLIO
15098

NIKA GDAŃSKA
ZASOBÓW
TEKI GŁÓWNEJ
15098

Tafel 32.

Fig. 1. *Lima striata* Goldf. . . . . S. 601
Unterer Wellenkalk, Maczeikowitz.

Fig. 2. *Lima striata* Goldf. . . . . S. 601
Erzführender Dolomit, Halden am jüdischen Friedhof bei Tarnowitz.

Fig. 3. *Lima striata* Goldf. var. *lineata* Eck . . . . . S. 601
Erzführender Dolomit, Tarnowitz.

Fig. 4, 5. *Lima costata* Goldf. . . . . S. 601
Erzführender Dolomit, Halden am jüdischen Friedhof bei Tarnowitz.

Fig. 6, 7. *Lima tarnowitzensis* n. sp. . . . . S. 602
Erzführender Dolomit, Tarnowitz.

Fig. 8. *Lima Beyrichi* Eck . . . . . S. 602
Erzführender Dolomit, Halden am jüdischen Friedhof bei Tarnowitz.

Fig. 9. *Gonodon* (?) *rugosum* n. sp. . . . . S. 626
Obere Abteilung des Unteren Wellenkalks, Roitza.

Fig. 10. *Hörnesia socialis* v. Schloth. sp. . . . . S. 603
Unterer Wellenkalk, Bohrgesellschaft Zyglin II.

Fig. 11. *Hörnesia subglobosa* Credner sp. . . . . S. 604
Hainleite i. Thüringen.

Fig. 12. *Gervilleia mytiloides* v. Schloth. sp. . . . . S. 604
Obere Abteilung des Unteren Wellenkalks, Pasietzka.

Fig. 13. *Gervilleia mytiloides* v. Schloth. sp. . . . . S. 604
Horizont der *Pecten- und Dadocrinus*-Kalke, Steinbruch östlich Groß Zyglin.

Fig. 14. *Gervilleia mytiloides* v. Schloth. sp. . . . . S. 604
Untere Abteilung des Unteren Wellenkalks, Lendzin.

Fig. 15. *Gervilleia modiola* Frech . . . . . S. 605
Rötdolomit, Plaza.

Fig. 16. *Gervilleia costata* v. Schloth. sp. . . . . S. 604
Unterer Wellenkalk, Chorzow.

Fig. 17. *Gervilleia costata* v. Schloth. sp. . . . . S. 604
Erzführender Dolomit, Tarnowitz.

Fig. 18. *Gervilleia Goldfussi* v. Stromb. . . . . S. 605
Obere Karchowitzer Schichten, Böhms Steinbruch bei Tarnowitz.

Fig. 19. *Gervilleia modiola* Frech . . . . . S. 605
Obere Abteilung des Unteren Wellenkalks, Steinbruch nördlich der Kolonie Lazy.

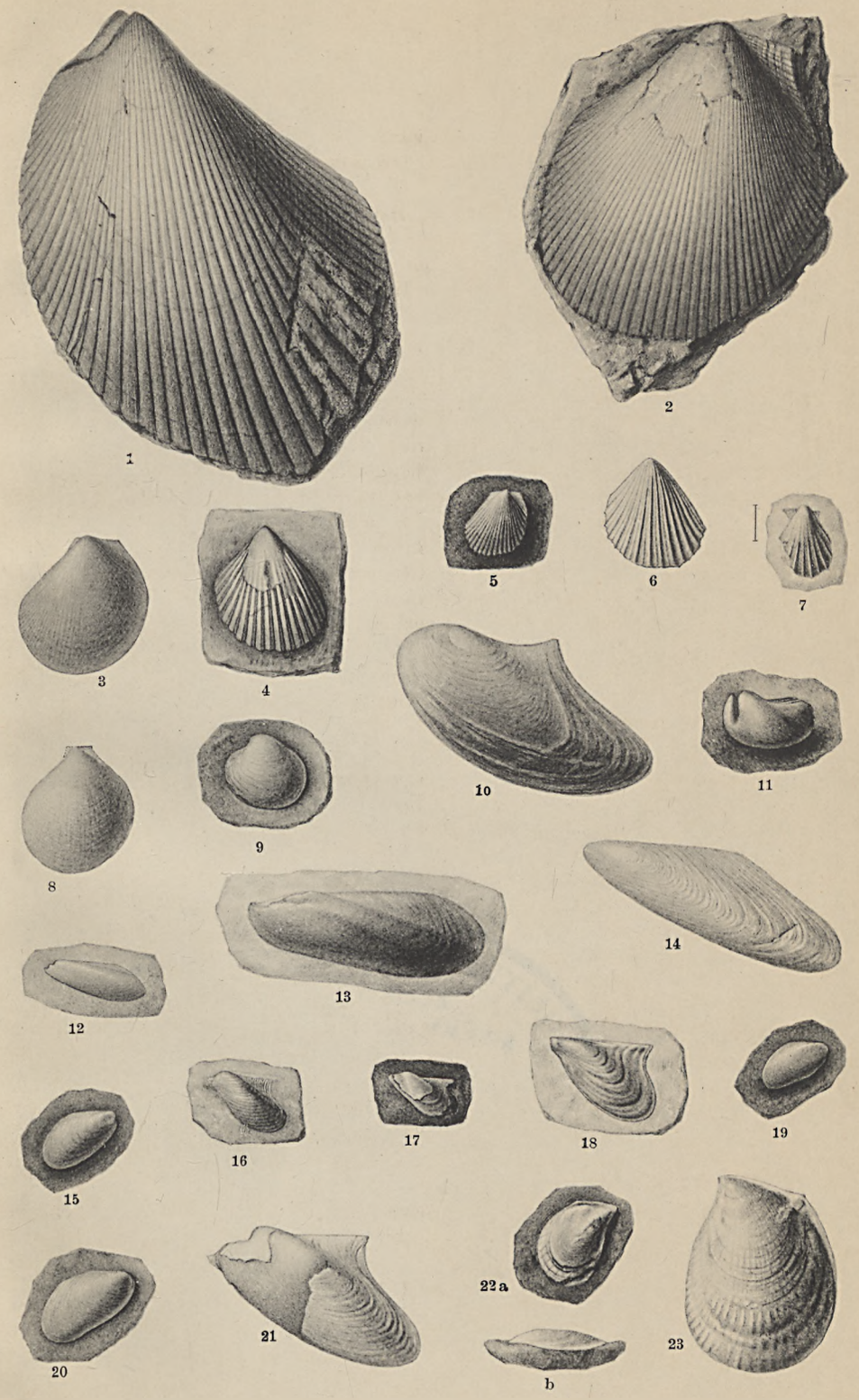
Fig. 20. *Gervilleia modiola* Frech . . . . . S. 605
Erzführender Dolomit, Tarnowitz.

Fig. 21. *Gervilleia elegans* n. sp. . . . . S. 606
Erzführender Dolomit, Tarnowitz.

Fig. 22a, b. *Mysidioptera fassaënsis* Salomon sp. . . . . S. 607
Erzführender Dolomit, Halden der Eisenerzförderung bei Tarnowitz.

Fig. 23. *Mysidioptera fassaënsis* Salomon sp. . . . . S. 607
Erzführender Dolomit, Halden am jüdischen Friedhof bei Tarnowitz.

Die Originale zu Fig. 11 und 15 befinden sich im Geologisch-paläontologischen Institut der Universität Breslau, die übrigen im Geologischen Landesmuseum zu Breslau.



Hoffmann u. Többicke gez.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

POLITECHN
Z
BIBLIO

NIKA GDAŃSKA
ZASOBÓW
TEKI GŁÓWNEJ
15.008

Tafel 33.

Fig. 1. *Mytilus* (*Myalina*) *eduliformis* v. Schloth. forma *praecursor* Frech S. 607
Diploporendolomit, Jägerhaus im Segethwalde bei Tarnowitz.

Fig. 2. *Mytilus* (*Myalina*) *eduliformis* v. Schloth. forma *praecursor* Frech S. 607
Erzführender Dolomit, Halden am jüdischen Friedhof bei Tarnowitz.

Fig. 3. *Mytilus* (*Myalina*) *eduliformis* v. Schloth. forma *praecursor* Frech S. 607
Erzführender Dolomit, Halden der Eisenerzförderung bei Tarnowitz.

Fig. 4. *Aviculomyalina lata* nov. gen. n. sp. . . . . S. 608
Obere Karchowitzer Schichten, Böhms Steinbruch bei Tarnowitz.

Fig. 5. *Aviculomyalina lata* n. sp. . . . . S. 608
Erzführender Dolomit, Halden am jüdischen Friedhof bei Tarnowitz.

Fig. 6. *Myoconcha gastrochaena* Dunker sp. . . . . S. 609
Rötdolomit, Chelmek (Galizien).

Fig. 7. *Myoconcha Roemeri* Eck . . . . . S. 609
Horizont der *Pecten*- und *Dadocrinus*-Kalke, Groß-Zyglin.

Fig. 8. *Myoconcha Roemeri* Eck . . . . . S. 609
Rötdolomit, Lendzin.

Fig. 9. *Myoconcha gastrochaena* Dunker sp. . . . . S. 609
Horizont der Konglomeratbänke, Roitza.

Fig. 10. *Myoconcha gastrochaena* Dunker sp. . . . . S. 609
Rötdolomit, Lendzin.

Fig. 11. *Myoconcha bicostata* n. sp. . . . . S. 610
Horizont der *Pecten*- und *Dadocrinus*-Kalke, Groß-Zyglin.

Fig. 12. *Myoconcha Goldfussi* Dunker sp. . . . . S. 611
Erzführender Dolomit, Böhms Steinbruch bei Tarnowitz.

Fig. 13. *Myoconcha* sp. . . . . S. 612
Rötdolomit, Holzschacht der Radzionkau-Grube bei Scharley.

Fig. 14. *Myoconcha Mülleri* Giebel sp. . . . . S. 612
Erzführender Dolomit, Halden am jüdischen Friedhof bei Tarnowitz.

Fig. 15. *Myoconcha Mülleri* Giebel sp. . . . . S. 612
Obere Karchowitzer Schichten, Böhms Steinbruch bei Tarnowitz.

Fig. 16, 17a, b. *Myoconcha Beyrichi* Noetling . . . . . S. 613
Erzführender Dolomit, Tarnowitz.

Fig. 18, 19, 20. *Modiola triquetra* v. Seebach . . . . . S. 614
Rötdolomit, Prokopschacht der Radzionkaugrube.

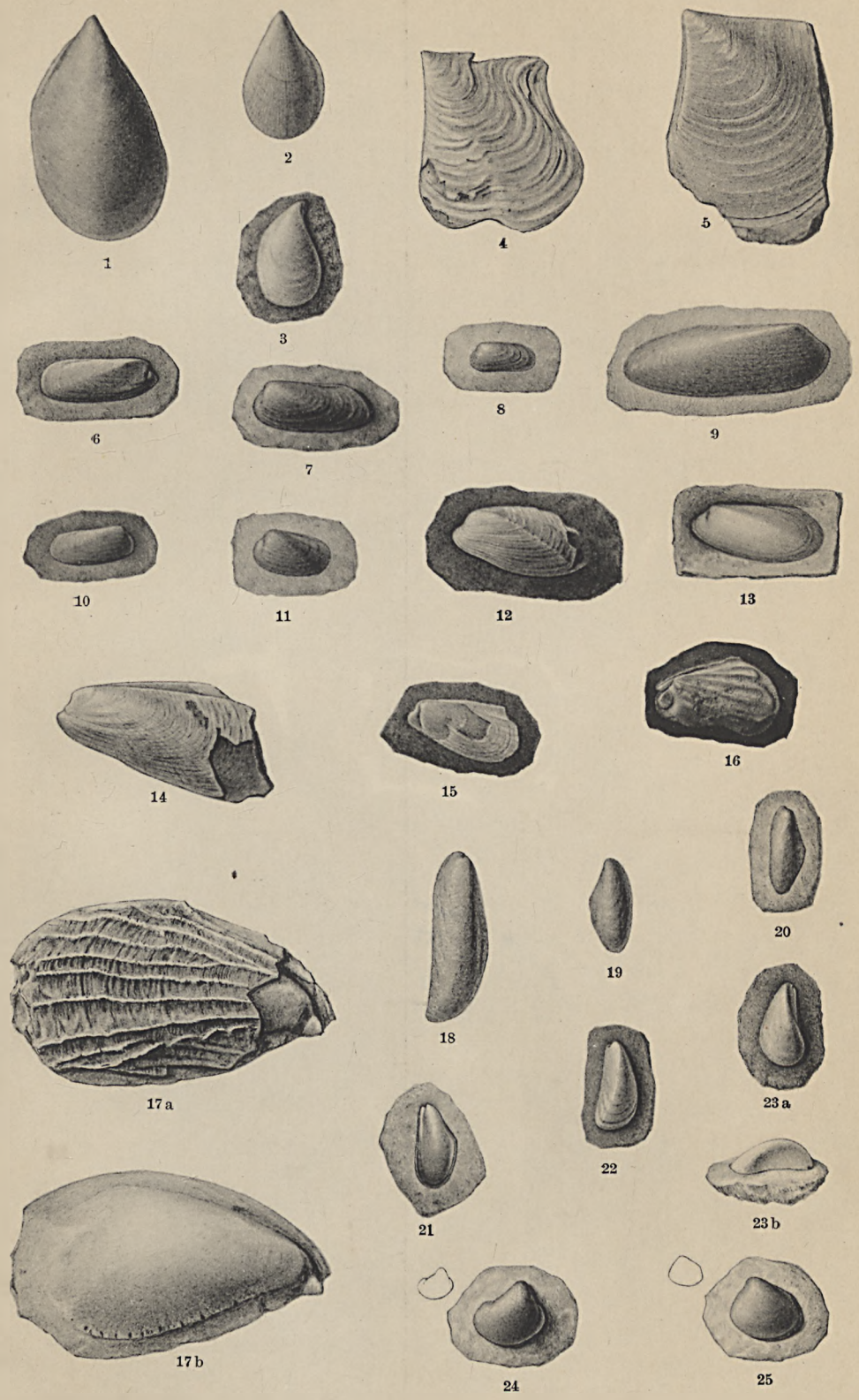
Fig. 21. *Modiola cristata* v. Seebach . . . . . S. 614
Diploporendolomit, Himmelwitz.

Fig. 22. *Modiola Mathildis* n. sp. . . . . S. 614
Obere Karchowitzer Schichten, Böhms Steinbruch bei Tarnowitz.

Fig. 23a, b. *Modiola Mathildis* n. sp. . . . . S. 614
Erzführender Dolomit, Halden der Eisenerzförderung bei Tarnowitz.

Fig. 24, 25. *Nucula Goldfussi* v. Alberti sp. . . . . S. 615
Fig. 24 Steinkern. Unterer Wellenkalk, Chorzow.

Die Originale werden im Geologischen Landesmuseum zu Berlin aufbewahrt.



C. Többicke gez. Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

POLITECH
Z
BIBLIO

NIKA GDAŃSK
ZASOBÓW
TEKI GŁÓWNEJ
15037

Tafel 34.

Fig. 1. *Macrodon impressum* Münst. sp. . . . . S. 615
Oberer Diploporendolomit, Weg Imialin—Granietz.

Fig. 2. *Macrodon impressum* Münst. sp. . . . . S. 615
Erzführender Dolomit, Halden am jüdischen Friedhof bei Tarnowitz.

Fig. 3. *Macrodon impressum* Münst. sp. . . . . S. 615
Obere Karchowitzer Schichten, Böhms Steinbruch bei Tarnowitz.

Fig. 4a, b. *Macrodon esinense* Stopp. sp. . . . . S. 616
Erzführender Dolomit, Halden am jüdischen Friedhof bei Tarnowitz.

Fig. 5. *Macrodontella lamellosa* nov. gen. n. sp. . . . . S. 616
Erzführender Dolomit, Halden am jüdischen Friedhof bei Tarnowitz.

Fig. 6a, b. *Macrodontella lamellosa* n. sp. . . . . S. 616
Erzführender Dolomit, Tarnowitz.

Fig. 7a, b. cf. *Anoplophora* (*Pleuromya?*) *impressa* v. Alberti . . . . S. 616
Unterer Wellenkalk, Chorzow.

Fig. 8a, b—12. *Anoplophora Albertii* n. sp. . . . . S. 617
Georgendorfer Schichten, Kamienitzer Wald.

Fig. 13. *Myophoria laevigata* v. Alberti sp. . . . . S. 618
Rötdolomit, Lendzin.

Fig. 14. *Myophoria laevigata* v. Alberti sp. . . . . S. 618
Diploporendolomit, Wolnowska gora bei Dzieckowitz.

Fig. 15. *Myophoria cardissoides* v. Schloth. sp. typ. Rübenstrunk . . S. 619
Obere Karchowitzer Schichten, Böhms Steinbruch bei Tarnowitz.

Fig. 16. *Myophoria ovata* Goldf. sp. typ. Rübenstrunk . . . . . S. 619
Diploporendolomit, Imialin—Granietz.

Fig. 17, 18, 19. *Myophoria orbicularis* Bronn . . . . . S. 619
Diploporendolomit, Himmelwitz.

Fig. 20. *Myophoria vulgaris* v. Schloth. sp. var. *transversa* Bornm. . . S. 621
Diploporendolomit, Glückhilfsschacht bei Repten.

Fig. 21, 22. *Myophoria elegans* Dunker . . . . . S. 622
Erzführender Dolomit, Halden am jüdischen Friedhof bei Tarnowitz.

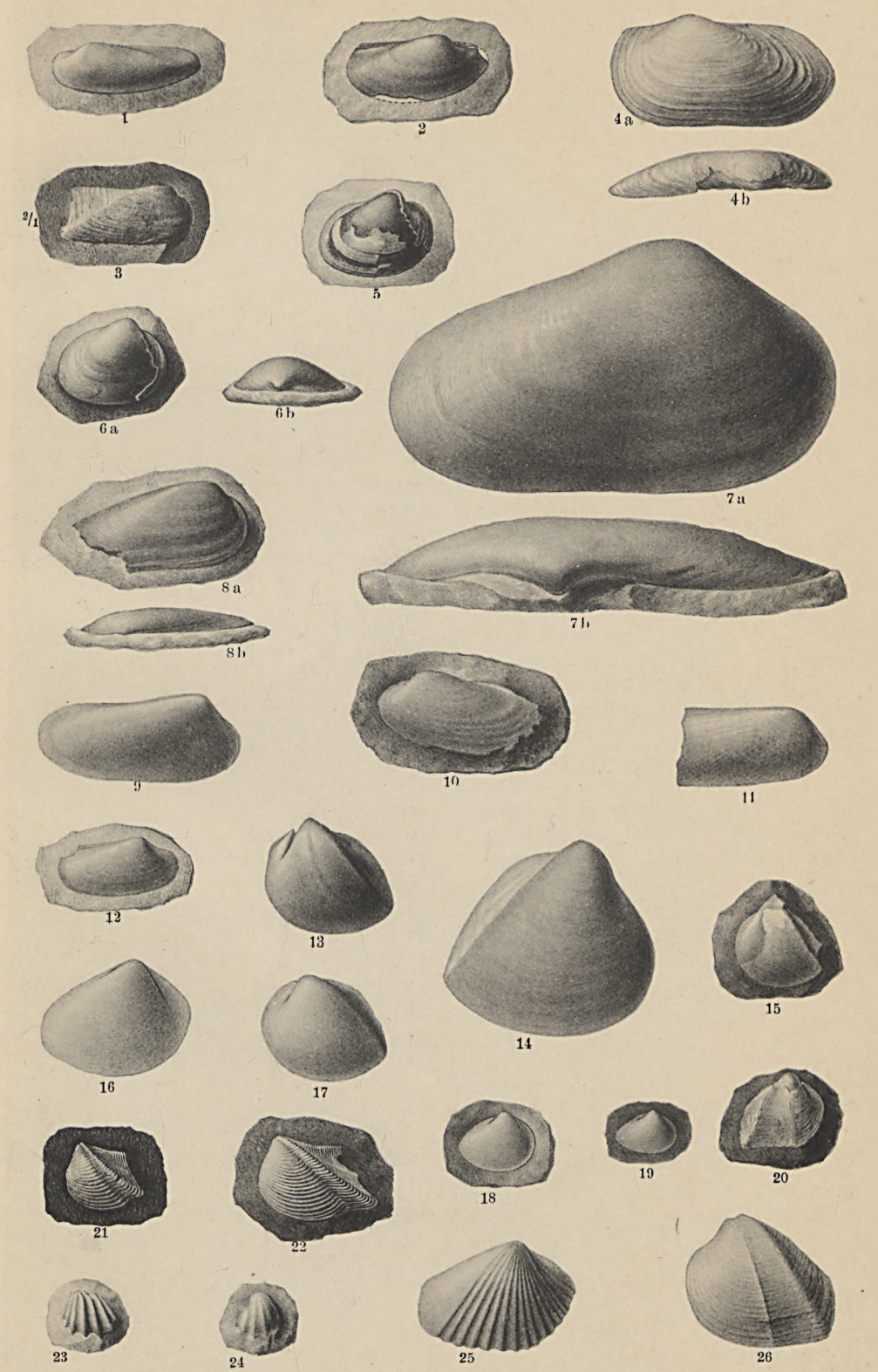
Fig. 23. *Myophoria curvirostris* v. Schloth. sp. . . . . S. 622
Erzführender Dolomit, Tarnowitz.

Fig. 24. *Myophoria curvirostris* v. Schloth. sp. . . . . S. 622
Obere Abteilung des Unteren Wellenkalks, Höhe südlich Dzieckowitz.

Fig. 25. *Myophoria costata* Zenker . . . . . S 622
Rötdolomit, Lendzin.

Fig. 26. *Myophoria vulgaris* v. Schloth. sp. typ. Rübenstrunk . . . S. 621
Rötdolomit, Lendzin.

Die Originale werden im Geologischen Landesmuseum zu Berlin aufbewahrt.



C. Többicke gez.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

Tafel 35.

Fig. 1. *Myophoriopis* (*Pseudocorbula*) *nuculiformis* Zenker sp. . . . . S. 623
Rötkalk, Danieletz.

Fig. 2, 3. *Myophoriopis* (*Pseudocorbula*) *nuculiformis* Zenker sp. . . . S. 623
Rötdolomit, Schacht der Andalusiengrube bei Beuthen.

Fig. 4, 5. cf. *Myophoriopis* (*Pseudocorbula*) *incrassata* Münst. sp. . . . S. 623
Erzführender Dolomit, Tarnowitz.

Fig. 6. *Myophoriopis* (*Pseudocorbula*) *subundata* v. Schauroth sp. . . S. 624
Diploporendolomit, Tarnowitz.

Fig. 7—9. *Myophoriopis* (*Pseudocorbula*) *perlonga* Grupe . . . . . S. 625
Georgendorfer Schichten, Kamienitzer Wald.

Fig. 10, 11. *Gonodon planum* Münst. sp. . . . . S. 626
Gorasdzer Schichten, Annaberg (Kuhtal).

Fig. 12. *Gonodon planum* Münst. sp. . . . . S. 626
Diploporendolomit, Weg Imielin—Granietz.

Fig. 13a—c. *Gonodon* (?) *rugosum* n. sp. . . . . S. 626
Obere Karchowitzer Schichten, Böhms Steinbruch bei Tarnowitz.

Fig. 14a—c. *Gonodon* (?) *rugosum* n. sp. . . . . S. 626
Horizont der *Pecten*- und *Dadocrinus*-Kalke, Hohenlinde.

Fig. 15. *Gonodon* (?) *rugosum* n. sp. . . . . S. 626
Diploporendolomit, Weg Imielin—Granietz.

Fig. 16a, b. *Unicardium Schmidi* Gein. sp. . . . . S. 628
Unterer Wellenkalk, Chorzow.

Fig. 17. *Unicardium Schmidi* Gein. sp. . . . . S. 628
Unterer Wellenkalk, Rüdersdorf.

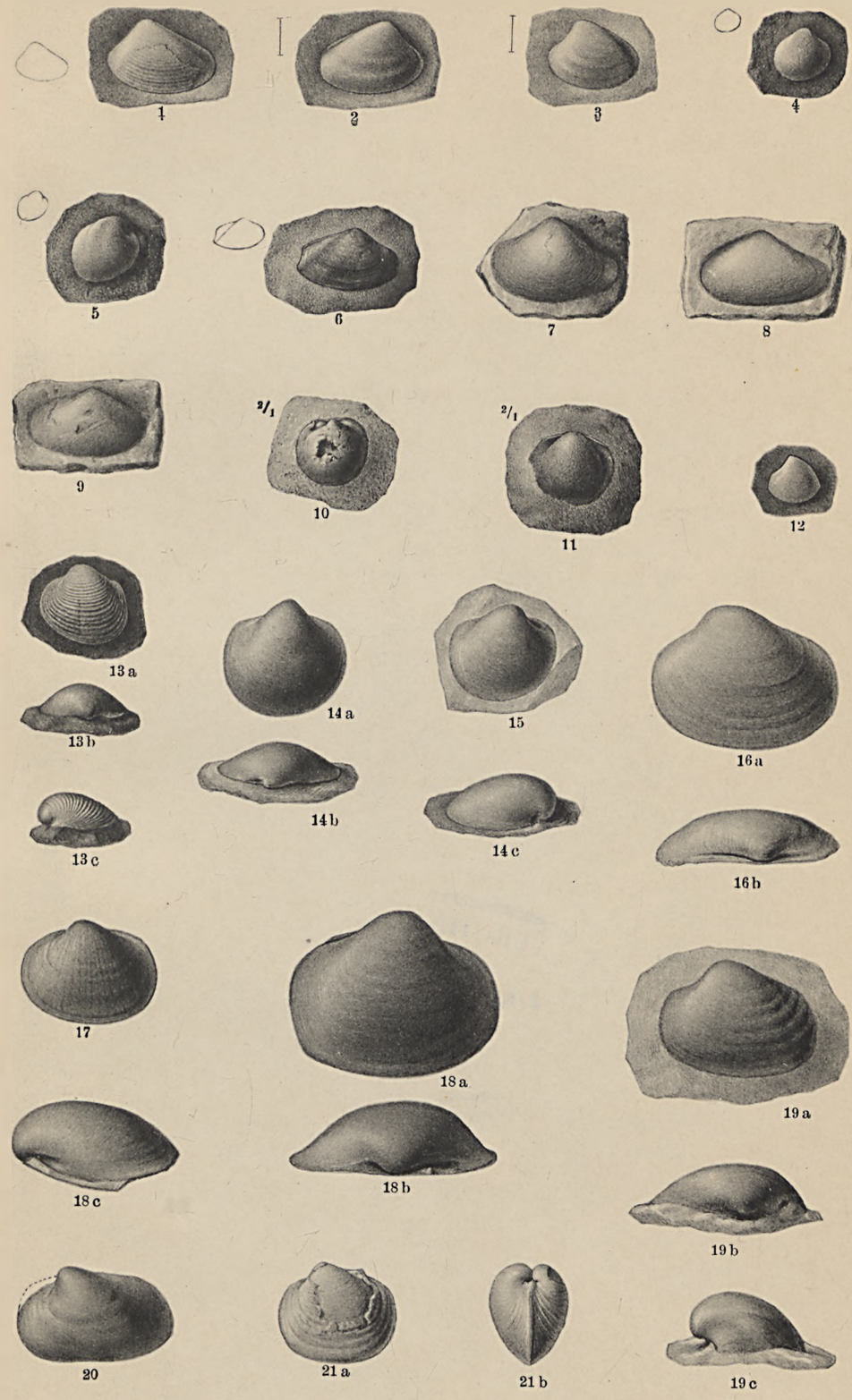
Fig. 18a—c. *Unicardium Schmidi* Gein. sp. . . . . S. 628
Unterer Wellenkalk, Groß Hartmannsdorf.

Fig. 19a—c. *Unicardium rectangulare* Ahlb. . . . . S. 628
Oberster Wellenkalkhorizont, südöstlich von Rudy Piekar.

Fig. 20. *Unicardium rectangulare* Ahlb. . . . . S. 628
Unterer Wellenkalk, Dzieckowitz. (Neuabbildung des Ahlburg'schen Originals.)

Fig. 21a, b. *Unicardium Philippii* n. sp. . . . . S. 629
Oberster Muschelkalk, Schwieberdingen (Württemberg). (Wiedergabe des Philippischen Originals zu *Unicardium Schmidi*.)

Das Original zu Fig. 21a, b befindet sich im Naturalienkabinet zu Stuttgart, dasjenige zu Fig. 18a—c im Geologisch-paläontologischen Institut der Universität Breslau, die übrigen im Geologischen Landesmuseum zu Berlin.



C. Többicke gez.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

POLITECHN
Z Z
BIBLIOT
IKA GDAŃSK
ASOBÓW
KI GŁÓWNEJ
5008

Tafel 36.

Fig. 1a—c. *Cypricardia Escheri* Giebel sp. . . . . S. 629
Obere Karchowitzer Schichten, Mikultschütz.

Fig. 2. *Cypricardia Escheri* Giebel sp. (Steinkern) . . . . . S. 629
Diploporendolomit, Weg Imielin—Granietz.

Fig. 3. *Tellina edentula* Giebel . . . . . S. 630
Georgendorfer Schichten, Kamienitzer Wald.

Fig. 4a, b. *Pleuromya musculoides* v. Schloth. var. *elongata* Goldf. . . S. 630
Rötdolomit, Lendzin.

Fig. 5a, b. *Pleuromya sensimstriata* n. sp. . . . . S. 630
Erzführender Dolomit, Tarnowitz.

Fig. 6a, b. *Pleuromya elegans* n. sp. . . . . S. 630
Erzführender Dolomit, Tarnowitz.

Fig. 7a, b. *Pleuromya brevis* n. sp. . . . . S. 631
Obere Karchowitzer Schichten, Böhms Steinbruch bei Tarnowitz.

Fig. 8a, b. *Pleuromya fassaënsis* Wissm. sp. . . . . S. 631
Rötkalk, Trockenberg.

Fig. 9. *Pleuromya pulchra* n. sp. . . . . S. 632
Diploporendolomit, Laband.

Fig. 10a, b. cf. *Pleuromya prosogyra* Salomon . . . . . S. 633
Horizont der *Pecten*- und *Dadocrinus*-Kalke, Zyglin.

Fig. 11. *Pleuromya rugosa* Ahlb. . . . . S. 632
Rötdolomit, Lendzin.

Fig. 12a, b. *Pleuromya rugosa* Ahlb. . . . . S. 632
Rötdolomit, Lendzin.

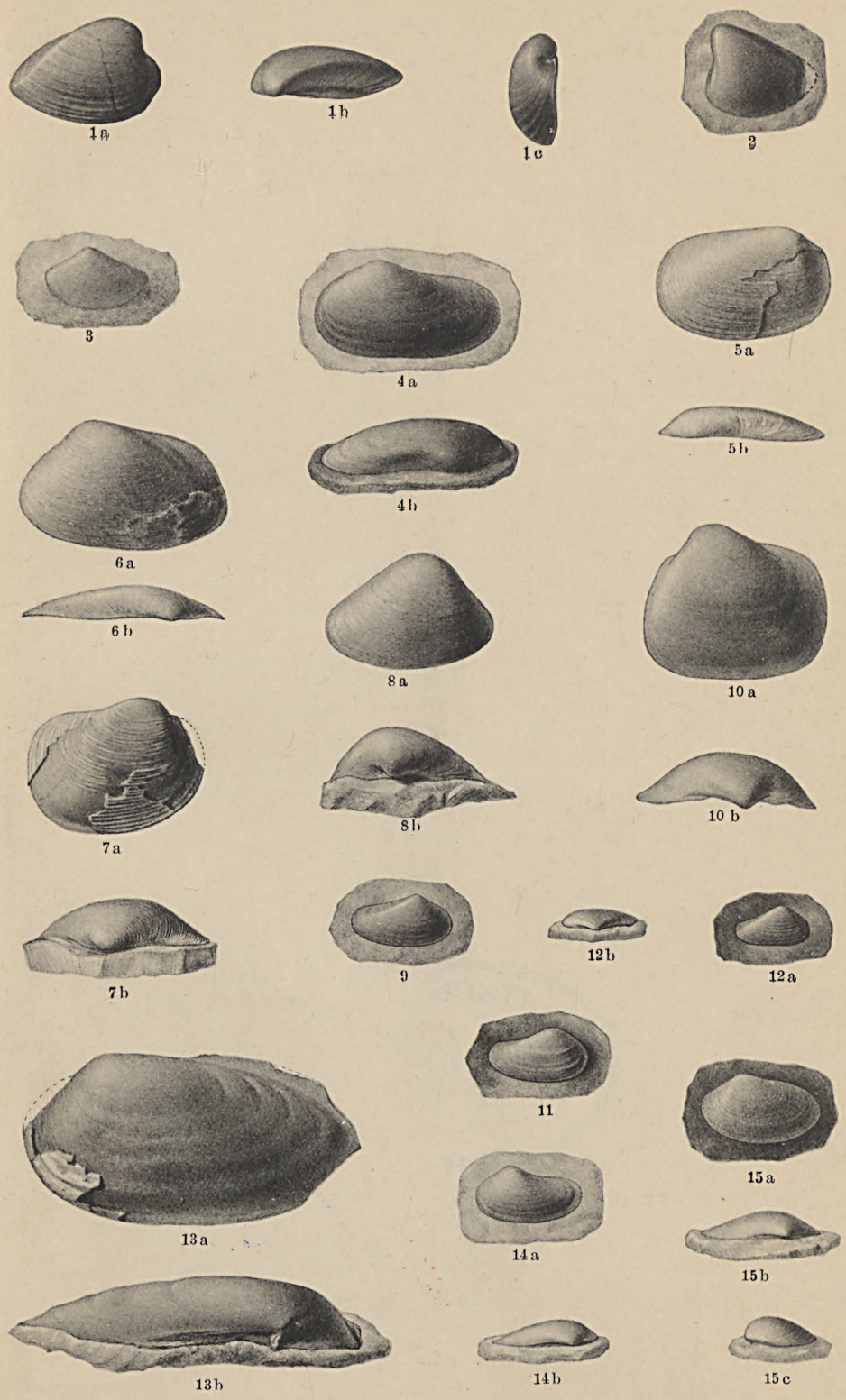
Fig. 13a, b. *Pleuromya* n. sp. . . . . S. 634
Erzführender Dolomit, Tarnowitz.

Fig. 14a, b. *Pleuromya rugosa* Ahlb. . . . . S. 632
Rötdolomit, Lendzin.

Fig. 15a—c. *Thracia mactroides* v. Schloth. sp. . . . . S. 634
Rötdolomit, Lendzin.

Die Originale werden im Geologischen Landesmuseum zu Berlin aufbewahrt.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII
POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
150 08



C. Többicke gez.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

POLITECH
Z
BIBLIOT

NIKA GDAŃSK
ZASOBÓW
TEKI GŁÓWNEJ
15008

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

BIBLIOTEKA
KATEDRY NAUK O ZIEMI
Politechniki Gdańskiej