Jahrbuch
der
Königl. Preussischen
Geologischen
Landesanstalt

Do
1588

XXXIII
1912
Teil I

D.O 1588 N.5
40


NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT IN DANZIG
BIBLIOTHEK


POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT IN DANZIG. DER NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT IN DANZIG
BIBLIOTHEK

Jahrbuch

der

Königlich Preufsischen Geologischen Landesanstalt

zu

Berlin

für das Jahr

1912.

BIBLIOTHEK
NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT IN DANZIG

Band XXXIII, Teil I.

Wpisano do inwentarza
ZAKŁADU GEOLOGJI
Dział B Nr. 76
Dnia 11. X 1946.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGJI

Berlin.

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

1914.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
III 15008

Inhalt.

Seite

Die Brachiopoden der Frasne-Stufe bei Aachen. Von Herrn H. Klähn in Colmar i. E. (Hierzu Tafel 1 und 2) 1

Die Untercarbonfauna von Gaablau in Nieder-Schlesien. Von Herrn R. Cramer in Berlin. (Hierzu Tafel 3) 30

Beiträge zur Kenntnis des Keupers im nördlichen Oberschlesien. Von Herrn R. Michael in Berlin. (Mit 2 Figuren) 73

Die Fortsetzung der Lissaer Endmoränen nach Russisch-Polen und die Endmoränen bei Mlawa. Von den Herren J. Behr und Tietze in Berlin. (Hierzu Tafel 4 und 5) 98

Die Lagerungsverhältnisse des Diluviums in der Steilküste von Jasmund auf Rügen. Von Herrn K. Keilhack in Berlin. (Hierzu Tafel 6—16 und 13 Textfiguren) 114

Die Entwicklung der Steinkohlenformation im westgalizischen Weichselgebiet des oberschlesischen Steinkohlenbezirkes. Von Herrn R. Michael in Berlin. (Hierzu Tafel 17) 159

Das hercynische Unterdevon bei Marburg a. L. Von Herrn F. Herrmann in Marburg. (Hierzu Tafel 18—23) 305

Zur Gliederung des deutschen Buntsandsteins. Von Herrn O. Grupe in Berlin. (Mit 1 Übersichtstabelle) 397

Über die Entstehung der Förden Schleswig-Holsteins. Von Herrn F. Wahnschaffe in Berlin 422

Wissenschaftliche Ergebnisse einer Erdölbohrung bei Holm in Nordhannover. Von Herrn W. Koert in Berlin 437

Über einige vulkanische Erscheinungen im Werratale. Vortrag, gehalten in der Sitzung der Geologischen Landesanstalt vom 22. Februar 1912. Von Herrn E. Naumann in Berlin. (Mit 1 Figur im Text) 449

Bohrungen in der Swinepforte. Von Herrn W. Kranz in Metz 468

Zur Stratigraphie der Lenneschiefer und des jüngeren Unterdevons im östlichen Taunus. Von Herrn A. Fuchs in Berlin 474

Die Mittel-Posensche Endmoräne und die damit verbundenen Oser. Von Herrn J. Korn in Berlin. (Hierzu Tafel 24) 478

Zur Geologie des Ögelsees und seiner Sapropelitinsel (Prov. Brandenburg) Von Herrn H. Reck in Berlin. (Mit 1 Figur) 519

Puzosia Rauffi n. sp., *Puzosia Denisoniana* Stol. in der Oberen Kreide Norddeutschlands und die Loben der bisher bekannten *Puzosia*-Arten. Von Herrn E. Zimmermann II in Berlin. (Hierzu Tafel 25 und 26) . . . 533

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Die Brachiopoden der Frasne-Stufe bei Aachen.

Von Herrn **Hans Klähn** in Colmar i. E.

Hierzu Tafel 1 und 2.

Die Anregung zur Bearbeitung der Brachiopoden-Fauna des Unteren Oberdevons der Aachener Gegend erhielt ich durch Herrn Professor HOLZAPFEL, der mich mit den Aufschlüssen bekannt machte und mir die Fundpunkte zeigte.

Das behandelte Material stammt hauptsächlich aus dem neuen Schachte des Aachener Wasserwerkes bei Schmidthof, dem großen Steinbruch gegenüber vom Bahnhof Walheim, von dem wegen seines Fossilreichtums bekannten Breiniger Berg und von Wehnau.

Die Versteinerungen vom Breiniger Berg stammen, wie allgemein das von hier in den Sammlungen verbreitete Material, von Halden, oder von dem früheren Betriebsführer der Grube, dem Markscheider GROSS, und sind leider nicht nach Schichten gesammelt worden. Da an der Oberfläche nur ein Teil der Schichten zu sehen ist, die Schiefer fast durchweg nicht anstehen, so hat sich von mehreren Arten das genauere Lager nicht ermitteln, bei einigen aber durch Vergleich mit anderen Fundpunkten wahrscheinlich machen lassen.

Ein Teil des Materials befindet sich in der Sammlung der Technischen Hochschule in Aachen, ein anderer ist in Händen des Herrn Prof. HOLZAPFEL zu Straßburg, das übrige habe ich im Frühjahr und Herbst 1909 selbst gesammelt.

Herrn Prof. HOLZAPFEL spreche ich für seine Bemühungen und das Interesse, das er meiner Arbeit entgegengebracht, meinen verbindlichsten Dank aus.

Geologischer Teil.

Die Frasne-Stufe bei Aachen setzt sich, wie in Belgien, aus einem mannigfachen Wechsel von Kalken, mehr oder weniger kalkigen Schiefern, häufig mit Kalkknollen, kalkigen Mergeln und Knollenkalken zusammen.

Die einzelnen Horizonte lassen sich wegen der oft mangelhaften Aufschlüsse nicht immer gut trennen. Am besten läßt sich die Schichtenfolge in dem großen Steinbruch der neuen Walheimer Kalkwerke beim Bahnhof Walheim und in dessen Einfahrtsrösche feststellen; das hier aufgeschlossene Profil kann als das Normalprofil für die Gegend gelten. Es zeigt folgende Reihenfolge der Schichten von unten nach oben:

1. An der Basis liegt eine, erst neuerdings aufgeschlossene, graue, mergelige Schieferbank, die nach oben in mergelige Knollenkalke übergeht. Sie ist ausgezeichnet durch *Spirifer Seminoi, Sp. Malaisi und Sp. bisinus.*
2. Ein dickbankiger, hell- bis dunkelgrauer Kalk von ca. 250 m Mächtigkeit, meist reich an Stromatoporen. In einzelnen Bänken kommen Phillipsastraeen, Cyathophyllen und Endophyllen vor. Brachiopoden sind äußerst selten.
3. Nach oben geht der dickbankige Kalk in dünnbankige Knollenkalke über, die etwa 20—25 m Mächtigkeit haben. *Rhynchonella cuboides* in großen Exemplaren findet sich hier neben *Spirifer Archiaci.* Im oberen Teil sind einige Bänke erfüllt von der kleinen *Athyris minuta* n. sp.
4. Das Hangende der Kalke bilden grünliche und bläuliche Schiefer, z. T. mit Kalkknollen, und zwei Lagen von gelbgrauem Kalkmergel, in denen *Spirifer Verneuili, Strophalosia productoides, Strophonella retrorsa* und *Schizophoria Iwanowi* häufig sind. In den Schiefern finden sich besonders häufig *Spir. Verneuili, Productus subaculeatus* und *Atrypa longispina.*
5. Nach oben folgen, in dem genannten Steinbruch nicht mehr anstehend, aber an der Straße von Walheim nach Hahn zu

beobachten, dünnblättrige, schwarze Schiefer, die durch Verwitterung grau werden. Sie sind durch *Buchiola retrostriata* ausgezeichnet und entsprechen den Matagne-Schiefern Belgiens, den Büdesheimer Schiefern der Eifel. Als Einlagerungen treten gelbgraue, mergelige Knollenkalke auf, die neben *Spirifer Verneuili* und *Rhynchonella cuboides* namentlich *Receptaculites Neptuni* und confluente Phillipsastraeen führen. —

Die unteren Grenzschiefer mit *Sp. Seminoi* sind außer bei Walheim noch an der Straße Stolberg-Vicht, dicht bei letzterem Ort, aufgeschlossen und besonders gut in dem Court'schen Steinbruch bei Wehnau, wo sie auch fossilreich sind. Auf Grube Breiniger Berg sind sie zu Zeiten des Betriebes dieser Grube vielfach durchfahren worden.

Der unter 2 aufgeführte Frasne-Kalk setzt einen niedrigen, SW.-NO. streichenden, von Eupen bis über das Vichtbachtal hinaus meist deutlich hervortretenden Höhenzug zusammen und ist durch viele Steinbrüche aufgeschlossen. —

Die über den Kalken folgenden Schiefer leisten der Verwitterung nur wenig Widerstand und sind deshalb Veranlassung zur Bildung SW.-NO. streichender, flacher, talartiger Einsenkungen des Geländes geworden und nur selten aufgeschlossen. —

Das Oberdevon der Gegend von Aachen ist mehrfach Gegenstand der Besprechung gewesen. Die älteren dieser Arbeiten von Schulze, Baur, F. Roemer, U. Schlönbach hat E. Kayser in seiner Abhandlung über »Das Devon der Aachener Gegend« (Zeitschr. der D. geol. Ges. 1870, S. 841) besprochen. E. Kayser stellt hier ein Profil für das Devon der Aachener Gegend auf, von dem die unter η, ζ und ε aufgeführten Schichten der Frasne-Stufe entsprechen, und als *Cuboides*-Schichten zusammengefaßt werden. Es sind dies von unten nach oben.:

η) Dunkel graublaue Mergelschiefer mit *Sp. Verneuili* und zahlreichen anderen Versteinerungen, an der Basis eine schwache Bank von Nierenkalk und darunter eine andere von Kalkmergel.

ζ) Graue Kalkmergel mit *Recptaculites Neptuni, Spirifer Verneuili, Sp. euryglossus, Rhynch. cuboides* und *Rhynch. pugnus.*

ε) Graue oder bunte Nierenkalke mit *Sp. Verneuili*, *Sp. nudus*, *Rhynch. cuboides*, *Rhynch. pugnus*.

Das genaue Profil, das Jung von der Schichtenfolge nach den Grubenaufschlüssen auf Breiniger Berg gegeben hatte (Der Berggeist 1866), das später durch v. Dechen übernommen worden ist (Orogr.-geogn. Übersicht des Reg.-Bezirks Aachen 1866, S. 104), erwähnt Kayser nicht. Dieses Profil ist das folgende von unten nach oben:

a) Dunkelgrauer, kalkhaltiger Schiefer von 106' Mächtigkeit, der an der Luft rasch zerfällt, mit zahlreichen sehr gut erhaltenen Exemplaren von *Sp. disjunctus* (= *Verneuili*), *Orthis striatula* (=*Iwanowi*), *Atrypa reticularis* var. *aspera* (= *longispina*), *Productus subaculeatus*, *Chonetes* sp. (= *Strophonella retrorsa*).

b) Gelblichgrauer Kalkmergel von 17 Fuß Mächtigkeit mit: *Orthis striatula* (= *Iwanowi*), *Aulopora repens* E. u. H., *Acervularia Goldfussi* E. u. H., *A. pentagona*, *Phillipsastraea Verneuili* E. u. H., *Alveolites suborbicularis*.

c) Schiefer mit Kalknieren, mit einzelnen, untergeordneten, schwachen Lagen von grünlich grauem Schiefer und grauem Kalkmergel von 200' Mächtigkeit, mit *Sp. disjunctus*, *Atrypa reticularis* var. *aspera*, *Receptaculites Neptuni*.

d) Schmutzig grünlich grauer mergeliger Kalkstein von 33' Mächtigkeit mit *Melocrinus hieroglyphicus* (in großer Menge), *Sp. disjunctus* (mit sehr hoher Area) *Spirigera concentrica*, *Rhynch. cuboides*, *Rhynch. elongata* Schloth., *Platycrinus* sp.

Die höheren Schichten gehören der Famenne-Stufe an, Kayser's *Verneuili*-Schiefern.

Es ist nicht leicht, dieses, wie gesagt, in der Grube genau aufgenommene Profil mit dem von E. Kaiser in Übereinstimmung zu bringen, wenn man auch in der Schicht a v. Dechen's die Schicht η Kayser's erkennt. —

Es entsprechen: die Schicht a in Jung's und v. Dechen's Profil der Schichtenfolge 4, die Schichten b, c und d der Schichtenfolge 5 des Walheimer Profiles.

Zu den Angaben Kayser's ist noch zu bemerken, daß *Rhynch. pugnus* in den Frasne-Schichten, also zusammen mit *Rhynch. cuboides*, später nie wieder beobachtet worden ist, daß sie aber (bezw. *Rhynch. acuminata*) ein charakteristisches Fossil der Famenne-Schiefer mit *Cyrtia Murchisoniana* ist. —

Alle Autoren rechnen den unter den aufgeführten Schichten liegenden mächtigen Kalk in seiner Gesamtheit zum Mitteldevon, betrachten ihn als Stringocephalenkalk, trotzdem aus der in ihn eingeschalteten Schieferschicht *Sp. Verneuili* aufgeführt wird. v. Dechen betont, daß dieses sonst nur im Oberdevon vorkommende Fossil bei Aachen schon im Mitteldevon vorkomme, und auch E. Kayser findet nichts Auffallendes in diesem Vorkommen, da die genannte Art auch im Mitteldevon der Eifel vorkomme. In seinen späteren Abhandlungen über die Brachiopoden der Eifel kommt er auf dieses Vorkommen nicht zurück und führt den echten *Verneuili* nur aus Büdesheimer Oberdevon an. Diese Anschauungen von Jung, v. Dechen und Kayser über das Alter des bankigen Kalkes hat ihren Grund in der Tatsache, daß in einiger Höhe über der genannten Schieferschicht Kalke mit Stringocephalen und anderen mitteldevonischen Fossilien auftreten. Diese Lagerung ist indessen durch eine komplizierte Tektonik zu erklären, die durch E. Holzapfel eingehender erläutert worden ist (Abhandl. der Königl. Preuß. Geol. Landesanst. N. F., Heft 66, S. 159). Der erste, der das oberdevonische Alter der hangenden Partieen der dickbankigen Kalke erkannte, war Gosselet (Le terrain dévonien de Stolberg. Ann. de la soc. géol. du Nord 1875, p. 12). Spätere Fossilfunde haben Gosselet's Ansicht durchaus bestätigt. Übrigens sei bemerkt, daß der von Jung und v. Dechen aufgeführte *Sp. Verneuili* aus der Schicht der Grenzschiefer nicht diese Art, sondern *Sp. Seminoi* (vgl. unten) und *Sp. bisinus* ist. Die als unbestimmte *Chonetes*-Art aufgeführte Form ist wahrscheinlich *Stropheodonta Dutertii.*

Auffallend ist, daß keiner der früheren Beobachter auf Breiniger Berg die dunklen Matagne-Schiefer mit *Buchiola retrostriata* beobachtet oder unterschieden hat, obwohl sie dort in typischer

Ausbildung vorkommen, wie man noch heute beobachten kann. — Auch sie wurden zuerst von J. Gosselet aufgefunden. — (Ann. Soc. géol. du Nord 1878, p. 33.)

Ein Vergleich mit Belgien zeigt mancherlei Übereinstimmungen und mancherlei Verschiedenheiten. Die tiefere Partie zeigt die gleiche Ausbildung wie am Südrand der Mulde von Dinant. Auch hier liegt über dem Givet- (Stringocephalen-) Kalk zunächst eine Schieferlage, aus der mehrfach *Sp. Verneuili* aufgeführt wird, und aus der aller Wahrscheinlichkeit nach Le Hon's *Sp. bisinus* stammt (vergl. diese Art unten). Darüber folgt der gleiche dickbankige Kalk wie bei Aachen, der *Sp. Verneuili* und die gleiche oder doch eine ähnliche Korallenfauna führt. Seine oberen Bänke enthalten *Aviculopecten Neptuni*, wie die Dolomite von Büdesheim. Der Kalk geht nach oben in unreine Knollenkalke über, Gosselet's Zone des Monstres mit *Sp. orbelianus* Ab., wie es scheint, dem Vertreter der unten als *Sp. Archiaci* beschriebenen Form, die im gleichen Niveau bei Aachen vorkommt.

Die höheren Teile der Frasne-Stufe zeichnen sich durch mannigfache Gliederung, insbesondere durch die Einschaltung außerordentlich mächtiger Riffkalke aus, während bei Aachen nur geringmächtige Knollenkalke und Kalkmergel erscheinen. Bemerkenswert ist auch, daß bei Frasne usw. die Receptaculiten unmittelbar über den Unteren Kalken erscheinen, während sie bei Aachen erst viel höher auftreten. Es ist aber zu untersuchen, ob es sich um die gleiche Art handelt. —

Die oberste Schichtenfolge der Frasne-Stufe im südlichen Belgien besteht aus den Matagne-Schiefern mit *Cardiola*. Kalke — bis auf einzelne Knollen — fehlen, treten aber bei Aachen in mehreren Lagen in Form mergeliger Knollenkalke auf, die zuweilen mächtiger sind als die Schiefer. In ihnen erscheinen erst die Receptaculiten.

In Belgien treten erst weiter nördlich, im Innern der Dinant-Mulde, in den Matagne-Schiefern die roten Riffkalke auf, die petrographisch so verschieden sind von den Kalken der Aachener Gegend (vergl. Holzapfel a. a. O. S. 34).

Bei dem Vergleich des Aachener Frasnien mit dem am Südflügel der Dinant-Mulde ist auch noch zu erwähnen, daß die Verteilung der Brachiopoden eine andere ist, als sie Gosselet dort festgestellt hat. So kommt *Sp. pachyrhynchus* bei Aachen bereits in den oberen Kalkbänken vor, während er bei Givet nach Gosselet erst eine höhere, nach ihm benannte Zone kennzeichnet. Bei Aachen geht er auch noch höher hinauf, bis in die Kalkmergel der Matagne-Schiefer-Zone. Auch *Liorhynchus megistanus* hat bei Aachen eine größere vertikale Vertretung als in Süd-Belgien. —

Am Nordrand der Dinant-Mulde fehlen den Frasne-Schiefern die mächtigen Riffkalke, und hier ist, was schon E. Kayser betont, die Übereinstimmung mit Aachen mehr in die Augen fallend. Doch fehlen diesen nördlicheren Gebieten in Belgien die *Buchiola*-Schiefer, und über die paläontologische Gliederung der Frasne-Schichten ist wenig bekannt geworden.

Paläontologischer Teil.

Schizophoria resupinata Mart. var. iowensis Hall.

Taf. 2, Fig. 2a—2e, 3, 4.

1809. *Conchiolites Anomites resupinatus* Martin, Petrifikata Derbyensia Taf. 12, Fig. 13, 14.

Orthis iowensis Hall, Geologic. Survey of Jowa Bd. 1, T. 2, S. 489, Taf. 3, Fig. 5.

Die äußerlich der *Orth. striatula* v. Schl., besonders deren Var. *excisa* v. Schl., sehr ähnliche Form besitzt, wie diese, eine stark gewölbte Ventral- und eine schwach gewölbte Dorsalschale und eine ähnliche, wenn auch nicht so spitze herzförmige Aufbiegung der Stirn. Die feinen radialen Streifen zeigen zerstreut Ansatzstellen von feinen, hohlen Stacheln und vermehren sich teils durch Gabelung, teils durch Einschiebung. Die Area der Dorsalklappe ist ziemlich hoch, stumpfwinkelig begrenzt und hat eine dreieckige Öffnung. Die niedrigere Area der Ventralschale ist schwach abgerundet begrenzt und steht zur dorsalen Area unge-

fähr senkrecht. Die Ventralklappe besitzt zwei lange und spitze Schloßzähne, neben denen nach innen noch je ein schwächerer Zahn zweiter Ordnung steht. Zwischen diesen und den Hauptzähnen sind zuweilen noch schwache Zähnchen dritter Ordnung eingeschaltet. —

Die Zahnstützen begrenzen das Muskelfeld, das sich, wie das von *O. resupinata*, kräftig über die Innenfläche der Schale erhebt (Davidson, Scot. carbonif. Brachiop., Taf. 1). Hierdurch und durch die Breite des Muskelfeldes unterscheidet sich die vorliegende Form deutlich von der mitteldevonischen *striatula*. Weitere Unterschiede liegen in der Ausbildung des Medianseptums, das schmal und scharf ist, während es bei *striatula* abgerundet ist (vergl. Sandberger, Rhein. Schichtensyst. in Nassau, Taf. 54, Fig. 4c). Ferner ist die Divaricatorenlinie deutlich vom Medianseptum getrennt. In allen diesen Punkten schließt sich die oberdevonische Form eng an die carbonische *resupinata* an, hat aber mehr die äußere Form der *striatula* var. *excisa*. Ich betrachte sie daher als Vorläuferin der carbonischen, bezw. als Zwischenform zwischen der carbonischen und der mitteldevonischen Art.

Wie ein Vergleich mit den Abbildungen bei J. Hall und mit amerikanischen Exemplaren ergab, stimmt die aachener Art mit *O. iowensis* wenigstens äußerlich so genau überein, daß ich sie für ident halten muß und daher die Art als *O. resupinata* var. *iowensis* bezeichne.

Vorkommen: Häufig in den Frasne-Schiefern und deren Kalkschiefereinlagerungen bei Schmidthof, Walheim, Breiniger Berg und in den Knollenkalken in Aachen, wo sie aber meist verdrückt ist.

Schizophoria Iwanowi Tschern.

Taf. 2, Fig. 1.

1887. *Orthis Iwanowi* Tschernyschew, Mittel- und Oberdevon am Westabhang des Ural, S. 178, Taf. 12, Fig. 3—7.

Diese Art geht aus der vorhergehenden hervor durch Tieferwerden des herzförmigen Einschnittes. Hierdurch bildet sich auf der Ventralschale ein deutlicher, manchmal kräftiger Wulst heraus, der bis nahe an den Wirbel verfolgbar ist. Die Skulptur stimmt

mit der vorigen Art überein, auch das Innere der großen Klappe ist ähnlich, doch treten die Muskeleindrücke noch schärfer hervor, das ganze Muskelfeld ist schmaler und länger und der untere Teil des Divaricatoreneindruckes ist nach unten gekrümmt, was bei der anderen Art nicht der Fall ist. Die Zahl der Gefäßeindrücke ist fünf.

Vorkommen: Die Art ist häufig in den Frasne-Schiefern und deren Kalkeinlagerungen bei Walheim, Breiniger Berg, Schmidthof, Aachen.

Schizophoria cf. bistriata Tschern.

1887. *Orthis bistriata* Tschernyschew. Mittel- und Oberdevon am Westabhange des Urals, S. 179, Taf. 12, Fig. 8, 9.

Die Art, die ich nur mit Vorbehalt mit der uralischen identifiziere, hat in der Gestalt Ähnlichkeit mit *O. resupinata* var. *iowensis*, bezw. *O. striatula* v. Schl., ist aber in beiden Klappen schwächer gewölbt. Zwischen etwas kräftigere Radialrippen schieben sich je 2—4 feinere Rippen ein, die sich durch Gabelung und Zwischenschaltung vermehren, was Tschernyschew als das Hauptmerkmal seiner *O. bistriata* bezeichnet.

Vorkomen: Selten mit den beiden vorigen Arten bei Walheim.

Rhipidomella sp.

Die flach gewölbten Schalen dieser kleinen Art haben gerundet quadratischen bis fast kreisförmigen Umriß. Das dreieckige Stielloch in der gleichfalls dreieckigen Ventralarea ist durch ein Pseudodeltidium geschlossen. Die Skulptur besteht aus breiten, flachen Rippen, die sich durch Gabelung vermehren. Die abzweigenden Rippen sind feiner. Auf der Dorsalschale befindet sich ein fast bis zum Wirbel reichender Sinus, der von zwei groben Rippen begrenzt ist. In ihm liegen drei feinere, sich gabelnde Rippen. Die Ventralklappe hat einen undeutlichen Wulst.

Die Art steht der *Rh. eifeliensis* Vern. nahe (vergl. Schnur, Brachiop. d. Eifel, S. 213, Taf. 37, Fig. 6), erreicht aber nur etwa die halbe Größe der mitteldevonischen Art, die sich vor allem durch viel feinere Berippung und die mittlere Depression auf der Ven-

tralschale gut unterscheidet. Am ähnlichsten ist noch *O. lineata* Sow. (Russia and the Ural Mountains II, S. 189, Taf. 13, Fig. 6), die aber auf der Ventralklappe einen Sinus und feinere und zahlreichere Rippen besitzt, die noch mehr zur Teilung neigen.

Rigaux führt eine *Rhipidomella elegans* von Ferques an (Descr. de quelques Brachiop. du terrain dévon. de Ferques, Fig. 5), die gleichfalls einen Sinus auf der Ventralklappe hat, aber größer und wesentlich feiner gerippt ist. —

E. Kayser kannte vielleicht unsere Art, wie aus einer Bemerkung bei der Besprechung der *O. eifeliensis* hervorgeht: »Kleine, vielleicht idente Formen auch in den Cuboides-Schichten bei Büdesheim und Stolberg unweit Aachen«. (Brachiop. a. d. Mittel- und Oberdevon der Eifel, S. 607.)

Vorkommen: Selten in den oberen knolligen Kalkbänken bei Walheim.

Skenidium sp. n.

Taf. 2, Fig. 5.

Die sehr kleine Form hat einen querovalen bis fast kreisrunden Umriß. Die Ventralschale ist etwas schwächer gewölbt als die Dorsalschale und hat eine große dreieckige Stielöffnung; ihr Wirbel ist gerade, nicht gebogen. Ein Exemplar hat auf der Dorsalarea eine leichte Depression, die sonst nicht beobachtet wurde. Die Dorsalarea ist schmal. Die Oberfläche trägt ziemlich kräftige Rippen, die z. T. dichotomieren.

Durch ihren gerundeten Umriß unterscheidet sich diese oberdevonische Art gut von dem mitteldevonischen *Sk. areola* Quenst. (Brachiop., S. 589, Taf. 57, Fig. 27; Kayser, Brachiop. d. Eifel, S. 612, Taf. 13, Fig. 12) und ähnelt in dieser Beziehung eher dem silurischen *Sk. Levisii* Davids. (Brit. Silur. Brachiop., S. 208, Taf. 26, Fig. 6—9. *Skenidium Deshayesii* Rigaux (Descr. d. quelques Brachiop. de Ferques, S. 50, Fig. 4) hat einen kreisrunden Umriß, ist aber größer als die Aachener Form und hat einen deutlichen Sinus auf der Dorsalschale.

Das vorliegende Material ist nicht ausreichend, um eine sichere Bestimmung bezw. die genügende Charakterisierung einer neuen Art zu gestatten.

Vorkommen: Selten in den oberen knolligen Kalkbänken bei Walheim.

Stropheodonta latissima Quenst. sp.

1871. *Leptaena latissima* Quenstedt, Brachiopoden Deutschlands, S. 598, Taf. 57, Fig. 59—61.
1871. *Strophomena latissima* Rigaux, Notes pour servir à la Géologie du Bas-Boulonnais, S. 53, Taf. 1, Fig. 7.
1908. *Leptaena latissima* Rigaux, Le Dévonien de Ferques et ses Brachiop., S. 26.

Nur ein Exemplar dieser Art liegt aus den Frasne-Schiefern von Breiniger Berg vor.

Douvillina Dutertii Murch. sp.

1840. *Orthis Dutertii* Murchison, Bullet. d. l. société géol. de France. Ser. I, Bd. 11, S. 253, Taf. 2, Fig. 6.
1845. *Leptaena Dutertii* Murchison, de Verneuil et de Keyserling, Russia and the Ural Mountains II, S. 223, Taf. 14, Fig. 2.
1908. *Douvillina Dutertii* Rigaux, Le Dévonien de Ferques et ses Brachiopodes, S. 28.

Diese von Ferques wohlbekannte Art, für die Oehlert die Gattung *Douvillina* aufstellte (Woodward-Fischer, Manuel de Conchiologie, S. 1282), kommt nur selten in den Frasne-Schiefern und deren kalkigen Einlagerungen bei Schmidthof und Breiniger Berg vor. In den Schiefern an der Basis des Oberdevons kommt eine Varietät vor, die sich durch einen oft scharf ausgeprägten und hohen Wulst auf der großen Klappe auszeichnet und darum, von der Seite gesehen, viel stärker gewölbt erscheint als die Normalform. Man könnte geneigt sein in ihr deswegen und wegen des Vorkommens — in höheren Schichten wurde die Form nicht beobachtet — eine besondere Art zu sehen. Indessen wurden Übergänge zu der Form ohne Wulst beobachtet.

Die Abart ist nicht selten bei Wehnau und Vicht.

Douvillina Dutertii Murch. var. Thomasii Rig.

1908. *Douvillina Thomasii* Rigaux, Le Dévonien de Ferques et ses Brachiopodes, S. 29, Taf. 2, Fig. 17.

Rigaux führt diese Form auf Grund ihrer kräftigeren Radialrippen als besondere Species auf. Da nach meinem Material dieses Merkmal schwankt und Übergänge zu der feinrippigen Form vor-

kommen, möchte ich *D. Thomasii* nur als Varietät von *Dutertii* auffassen. —

Vorkommen: Selten in den Kalkschiefern von Walheim.

Strophonella retrorsa Kays. sp.

1881. *Strophomena retrorsa* Kayser, Zeitschr. der Deutsch. geol. Ges., S. 335, Taf. 19, Fig. 5.

E. Kayser hat diese leicht kenntliche Art, die durch die scharfe inverse Aufbiegung des Stirnrandes und ihre aus gewellten, punktierten, dichtstehenden und durch seichte Furchen getrennten Rippen ausgezeichnet ist, von Breiniger Berg beschrieben.

Im Innern der Dorsalschale liegen um einen zentralen, länglichen Adductoren-Eindruck drei Paar weitere Muskeleindrücke, und zwar ein Paar schmale neben den Schloßzähnen (Stielmuskeln?) und neben dem mittleren Schließmuskel zwei Paar rundliche Divarikatoren. Nach dem Stirnrande verlaufen radiale Gefäßeindrücke. —

Nach Entfernung der äußeren Schalenschicht zeigt die Dorsalschale eine seichte, mittlere Furche.

Vorkommen: *Str. retrorsa* ist sehr häufig in den Frasne-Schiefern und deren Kalkschiefereinlagerungen bei Schmidthof, Walheim, Hahn und Breiniger Berg. In Belgien geht sie nach Gosselet's Angaben bis in die Schiefer von Barvaux hinauf (l'Ardenne S. 472).

Bei Aachen ist sie in so hohem Niveau bis jetzt noch nicht beobachtet worden.

Productella subaculeata Murch. sp.

1840. *Productus subaculeatus* Murch., Bullet. d. l. soc. géol. de France, Ser. I, Bd. 11, S. 255, Taf. 2, Fig. 9.

1845. » » » de Verneuill et de Keyserling, Russia and the Ural Mountains, S. 282, Taf. 16, Fig. 9.

1847. » » de Koninck, Monogr. du genre Productus S. 142, Taf. 16, Fig. 4.

1887. » » Veniukoff, Devon im nordwestl. und zentral. Rußland, S. 41, Taf. 2, Fig. 7.

1908. *Productella subaculeata* Rigaux, Le Dévonien de Ferques et ses Brachiop., S. 32, Taf. 2, Fig. 20.

Die Exemplare von Aachen sind durchschnittlich größer als die aus dem Boulonnais, Belgien und Rußland. Die Dorsalschale ist außerordentlich tief konkav, die Ventralschale stark gewölbt. Die Stacheln sind spärlich und ungleichmäßig über die Schale verteilt und zeigen z. T. keine gesetzmäßige Anordnung, z. T. aber stehen sie auf kurzen, rippenartigen, radialen Erhöhungen, wie sie auch Murchison's Abbildung andeutet (Fig. 9a). Die Dorsalklappe hat einen ziemlich kräftigen, gespaltenen Schloßfortsatz, der in die Deltidialspalte der schmalen Ventral-Area eingreift. Beide Klappen besitzen ein schwaches Medianseptum.

Ziemlich allgemein werden alle mittel- und die meisten oberdevonischen *Productella*-Arten als *subaculeata* bezeichnet. Wie schon aus der oben gegebenen Synonymie hervorgeht, möchte ich diesen Namen auf oberdevonische Vorkommen beschränken.

Sowerby hat als *Leptaena fragaria* (Geolog. soc. Transact. Ser. II, Bd. 5, S. 704, Taf. 56, Fig. 5, 6) eine Form ausgeschieden, die von Murchison, de Verneuil und Keyserling mit *subaculeatus* vereinigt wird. A. Roemer bezeichnete eine Form aus dem Stringocephalenkalk von Elbingerode als *P. subaculeatus* var. *fragaria* (Beiträge III, S. 22, Taf. 4, Fig. 17), die viel Ähnlichkeit mit der Abbildung Sowerby's hat. Auch *Pr. subaculeatus* Schnur (Brachiopoden der Eifel S. 228, Taf. 43, Fig. 4a und b, non c), *Pr. subaculeatus* und var. *fragaria* Sandberger (Rhein. Schichtensyst. in Nassau S. 371, Taf. 43, Fig. 16 u. 17) und *Pr. fragaria* Quenstedt (Brachiopoden S. 613, Taf. 58, Fig. 4, 5) dürften mit der Art von Sowerby übereinstimmen, sowie sicher die von Phillips (Palaeoz. Fossils Taf. 25, Fig. 100) und Whidborne (Devon Fauna of the South of Engl. II, Taf. 17, Fig. 10, 11) abgebildete Form.

Diese Formen unterscheiden sich von dem echten *subaculeatus* schon durch ihre schwächere Wölbung und die entsprechend geringere Konkavität der Dorsalschale. Dann ist die Zahl und Anordnung der Stacheln verschieden. Sie stehen dichter und nicht auf Rippen und sind gleichmäßiger über die ganze Schale verteilt, meist längs der Anwachsstreifen. Die mitteldevonische Form muß daher von der oberdevonischen getrennt werden.

Als besondere Art muß vielleicht der *Pr. subaculeatus* Roemer vom Iberg (Beiträge S. 31, Taf. 4, Fig. 24; Clarke, Fauna des Iberger Kalkes S. 40) abgetrennt werden, da er nach Roemer's Abbildung radial angeordnete, keulenförmig verdickte Stacheln hat.

Prod. Dutertii Rigaux ist wohl nur eine Abart von *subaculeatus* und unterscheidet sich durch unregelmäßige Anordnung der Stacheln auf den Anwachsstreifen.

Vorkommen: In kleineren Exemplaren ist die Art nicht selten in dem oberen knolligen Kalkbänken bei Walheim, Hahn usw.

Sehr häufig in den Frasne-Schiefern von Walheim, Schmidthof und Breiniger Berg.

Productella Larminati Rig.

1908. *Productella Larminati*, Rigaux, Le Dévon. de Ferques et ses Brachiopodes S. 22, Taf. 2, Fig. 19.

Die aachener Exemplare dieser Art sind größer als die von Ferques. Die äußere Gestalt ist annähernd dieselbe wie bei *P. subaculeata*, von der sich die Art durch ihre zahlreicheren, feinen Stacheln unterscheidet, die auf radialen, manchmal dichotomierenden Rippen aufsitzen, zwischen denen man mit der Lupe feine, radiale Streifen beobachtet.

Vorkommen: Mit der vorigen Art in den Frasne-Schiefern und deren mergeligen Zwischenlagen bei Schmidthof, Walheim und Breiniger Berg.

Productella sericea (v. B.) Dames.

1857. *Orthis sericea* v. Buch, Über Delthyris, S. 68.
1868. *Productus sericeus* Dames, Über die in der Umgebung Freiburgs in Niederschlesien auftretenden devon. Ablager. Z. d. D. geol. Ges. Bd. 20, S. 500, Taf. 11, Fig. 4.
1871. » » E. Kayser, Brachiop. a. d. Mittl. u. Ob. Devon d. Eifel S. 640.
1887. » » Tschernyschew, Mittel- und Ob.-Devon am Westabhang des Urals, S. 113, Taf. 14, Fig. 26, 28.

Diese kleine, durch ihre flachkonkave, kräftig konzentrisch gestreifte Dorsalschale gut kenntliche Art kommt nicht häufig in den Knollenkalken bei Walheim und auf Breiniger Berg vor.

Strophalosia productoides Murch. sp.

1840. *Orthis productoides* Murchison, Bullet. d. l. société géolog. d. France Sér. 1, Bd. 11, S. 254, Taf. 2, Fig. 7.
1840. *Leptaena caperata* Sowerby, Geolog. Soc. Transact. Ser. 2, Bd. 5, S. 704, Taf. 53, Fig. 4, Taf. 54, Fig. 3.
1845. *Productus productoides* Murchison, de Verneuil, Keyserling, Russia S. 283, Taf. 18, Fig. 4.
1847. *Productus Murchisonianus* de Koninck, Monogr. d. Genre *Productus* et *Chonetes* S. 183, Taf. 16, Fig. 3.
1871. *Productus caperatus* Quenstedt, Brachiopoden S. 612, Taf. 58, Fig. 1—3.
1871. *Strophalosia productoides* E. Kayser, Brachiop. a. d. Mitt. u. Ob. Devon der Eifel S. 638.
1881. » » E. Kayser, Beitr. z. Kenntn. d. Oberdev. u. Culms a. Nordrande d. rhein. Schiefergebirg. Dieses Jahrb. S. 64, Taf. 2, Fig. 3, 4.
1908. » » Rigaux, Le Dévonien de Ferques et ses Brachiop. S. 32.

Das Innere der festgewachsenen Klappe zeigt eine niedrige Medianleiste, neben der sich nahe dem Wirbel zwei schwache Muskeleindrücke befinden. Die Schale ist punktiert. Die Dorsalschale hat einen ziemlich kräftigen, gespaltenen Schloßfortsatz, der in einer dreieckigen Deltidialspalte der sehr niedrigen Area liegt.

Ob die Art des jüngeren Oberdevons, die Whidborne abbildet (Devon Fauna of the South of England III, S. 175, Taf. 31, Fig. 6—11), die auch bei Aachen in den Famenne-Schichten vorkommt, die echte *productoides* ist, bedarf noch näherer Untersuchung.

Vorkommen: Sehr häufig in den Kalkschiefereinlagerungen im Frasne-Schiefer bei Walheim.

Spirifer Seminoi (de Vern.) Abich.

Taf. 1, Fig. 3.

1850. *Spirifer Seminoi* de Verneuil, Bullet. d. l. soc. géol. d. France Ser. 2, Bd. 7, S. 501 (ohne Abbildung).
1858. » » Abich, Vergleich. Grundzüge der kaukas., armen. u. nordpers. Gebirge S. 163, Taf. 1, Fig. 1.
1868/71. » *Verneuili*, Stolberger Varietät, Quenstedt, Brachiopoden S. 503, Taf. 53, Fig. 48, 49.
1886. » *productoides* Barrois, Annal. d. l. soc. géol. du Nord Bd. 13, S. 184, Taf. 5, Fig. 2.
1898. » *Verneuili* var. Scupin, Spiriferen Deutschlands S. 82.

Sp. Seminoi erreicht ansehnliche Größe. Die größten vorliegenden Exemplare haben eine Höhe und Breite von 60 mm, bei einer Dicke von 35 mm.

Der Umriß ist gerundet quadratisch, die größte Breite liegt am Schloßrande, der bei ausgewachsenen Exemplaren in schmale, scharf abgesetzte Hörner ausgezogen ist, die aber fast immer abgebrochen sind. Bei jüngeren Stücken sind statt der Hörner scharfe Ecken vorhanden, so daß der Seitenrand leicht geschweift ist. Junge Exemplare sind dabei erheblich schwächer gewölbt als große. Die Area ist hoch dreieckig, senkrecht gestreift, mit großer, offener Deltidialspalte, die nur wenig höher wie breit ist. Der Sinus der Stielklappe ist sehr flach, undeutlich begrenzt, manchmal kaum angedeutet. Noch undeutlicher ist der Wulst der Dorsalklappe, der nicht selten ganz fehlt. Demnach unterliegt auch die Aufbiegung des Stirnrandes Schwankungen. Besonders bei jungen Exemplaren ist sie sehr schwach, bei einigen größeren ist das Verhältnis ihrer Höhe zur Breite wie 1:2.

Die Oberfläche ist fein gerippt bezw. gestreift, auf dem Sinus und Sattel, bezw. an deren Stelle, wenn sie selbst undeutlich sind, feiner als auf den Seitenteilen. Fast alle Rippen vermehren sich durch Gabelung, und zwar auf der ganzen Oberfläche. Quenstedt und Abich heben dieses bezeichnende Merkmal besonders hervor. —

Durch den ehemaligen Betriebsführer von Breiniger Berg ist die Art in alle älteren Sammlungen verbreitet worden. Quenstedt führt sie daher als »Stolberger Varietät des *Sp. Verneuili*« auf und meint, daß sie am besten zu *Spir. giganteus* Sow. (Geolog. Soc. Transact. Ser. 2, Bd. 5, Taf. 55, Fig. 1—4), und *Spir. disjunctus* Sow. (ebenda Taf. 54, Fig. 12, 13) paßt. Doch fehlt der Abbildung bei Sowerby die bezeichnende Gabelung der Rippchen. *Spir. giganteus* Sow. ist zudem ein kaum zu definierender Rest.

Scupin scheint nicht abgeneigt, die »Stolberger Varietät« an *Sp. Verneuili* var. *Archiaci* anzuschließen, sagt indessen, daß der Habitus ein eigenartiger, und eine besondere Benennung wohl am Platze sei.

In der Tat kann bei der Konstanz der in sehr vielen Exemplaren vorliegenden Form an einer Selbständigkeit der Art nicht gezweifelt werden. Mit *Sp. Verneuili* in allen seinen zahllosen Varietäten hat sie weiter nichts gemein als den gerippten Sinus und Sattel. Übergänge sind nicht vorhanden, und ein Zweifel, ob ein *Sp. Verneuili* oder ein *Sp. Seminoi* vorliegt, kann selbst bei fragmentarischer Erhaltung nie aufkommen.

Die Identität mit der armenischen Form hat Scupin nach im Breslauer Museum befindlichen Exemplaren richtig erkannt. Anscheinend ist ihm aber die Darstellung der Art durch Abich entgangen. Er macht dabei auf die große Ähnlichkeit mit *Sp. productoides* Barrois (non Roemer, dessen gleinamige Art nach Scupin ein *Pentamerus* ist) aufmerksam. Auch Barrois vergleicht seinen *Sp. productoides* von Chaux de Fonds mit der Art von Abich und findet große Ähnlichkeit, die allerdings so groß ist, daß ich nicht anstehe, beide zu vereinigen.

de Verneuil ist der Ansicht, daß sein *Spir. Seminoi* dem *Spir. Anossoffi* de Vern. aus russischem Mitteldevon nahestehe. Der Habitus dieser Art, die Tschernyschew mit *Sp. Hungerfordi* Hall identifiziert, was durch direkten Vergleich von russischen und amerikanischen Exemplaren bestätigt wird, ist in der Tat recht übereinstimmend; die allgemeine Gestalt, die Ausbildung von Sinus und Sattel ist insbesondere die gleiche. Doch hat *Sp. Anossoffi* keine Hörner, was vielleicht nur mit der viel geringeren Größe zusammenhängt, vor allem aber keine dichotomierenden Rippen. Auch die Form der Rippen ist eine andere.

Vorkommen: *Sp. Seminoi* ist nicht selten in den Grenzschiefern an der Basis des Oberdevons. Auf Breiniger Berg war er häufig, ebenso kommt er bei Wehnau in vielen Exemplaren vor. Seltener ist er bei Vicht und Walheim, wo allerdings nur eng begrenzte Aufschlüsse vorhanden sind. In höheren Schichten ist er nicht beobachtet worden, doch kommen in den Kalken Brachiopoden überhaupt kaum vor. Bemerkenswerterweise scheint die Art in Belgien zu fehlen.

Spirifer Malaisi Goss.

1894. *Spirifer Malaisi* Gosselet, Etude sur les variations de *Spirifer Verneuili* S. 47, Taf. 7, Fig. 70—72.
1908. » » Rigaux, Le Dévonien de Ferques et ses Brachiopodes S. 15.

Einige Exemplare stimmen mit Gosselet's Abbildung und Beschreibung genau überein. Der Umriß ist gerundet quadratisch, beide Klappen sind nahezu gleich gewölbt. Die Area der Stielklappe ist niedrig, parallelrandig und scharfkantig begrenzt, der Wirbel stark übergebogen. Die Stielöffnung ist durch ein Pseudodeltidium geschlossen, an dessen Spitze sich ein kleines Loch befindet. Die Ventralklappe hat einen ziemlich tiefen und durch gerundete Kanten deutlich abgegrenzten Sinus, der bis an die Wirbelspitze reicht. Auf der Brachialklappe entspricht ihm ein weniger deutlich abgesetzter Wulst. Die ziemlich stark divergierenden Zahnstützen reichen ungefähr bis zur Schalenmitte. Die Oberfläche ist fein gerippt, die Rippen scheinen, soweit der ungünstige Erhaltungszustand der Schale bei den vorliegenden Exemplaren zu sehen gestattet, nicht zu dichotomieren. Am nächsten verwandt ist *Sp. Seminoi* Ab., von dem sich *Sp. Malaisi* durch den eingebogenen Wirbel, die fast parallelrandige Area, den scharf begrenzten Sinus und das Pseudodeltidium unterscheidet.

Vorkommen: Bisher nur in den Schiefern auf der Grenze von Mittel- und Oberdevon bei Walheim, zusammen mit *Sp. Seminoi* und *bisinus*.

Spirifer bisinus Le Hon.

Taf. 1, Fig. 1, 2.

1870. *Spirifer bisinus* Le Hon, Bullet. d. l. soc. géolog. d. France Bd. 27, S. 497, Taf. 9, Fig. 9.
1903. ? » *Archiaci* var. *bisellata* Gürich, Devon bei Debnick. Beiträge zur Palaeont. u. Geologie Österreich-Ungarns Bd. 15, S. 141, Taf. 1, Fig. 1.

Der Umriß ist gerundet fünfseitig, die Gestalt ziemlich veränderlich, bald niedrig mit recht langen, nicht scharf abgesetzten, bald hoch mit scharf abgesetzten flügelförmigen Verlängerungen des Schloßrandes (vergl. die Abbildungen). Charakteristisch ist besonders der Sinus auf der Dorsalklappe, der indessen nicht

die Breite und Tiefe des Sinus auf der Ventralklappe erreicht. Er wird von zwei Wülsten begrenzt, die 2—3 feine Rippen tragen. Zwei nicht bei allen Exemplaren zu beobachtende Furchen trennen das Sinusfeld von der übrigen Schale. — Der Sinus der Ventralschale ist tief und durch sehr scharfe Kanten begrenzt, an denen die Art auch bei sonst mangelhafter Erhaltung gut zu erkennen ist. Die Rippen auf beiden Sinus sind wesentlich feiner als auf den Seitenteilen und dichotomieren z. T. Auch ein Teil der Rippen auf den Flügeln vermehrt sich durch Gabelung.

Der Wirbel der Ventralklappe ist mehr oder weniger über die Area übergebogen, zuweilen liegt er fast auf der Dorsalschale auf. Die Area bildet eine niedrige Rinne mit nahezu parallelen Rändern. Die Deltidialspalte ist durch ein Pseudodeltidium geschlossen.

Le Hon hält *Sp. bisinus* für sehr nahe verwandt mit *Sp. Archiaci* Murch. (*Sp. Verneuili* var. *Archiaci*), der vielleicht nur eine Varietät sei. In der Gestalt gleicht er allerdings dem *Sp. Verneuili*, und er ändert auch in ähnlicher Weise ab. Doch könnte man geneigt sein, wegen der Dichotomie der Flügelrippen eher an eine Verwandtschaft mit *Sp. aperturatus* zu denken, zumal dieses Merkmal von Scupin hauptsächlich zur Charakterisierung der genannten Art zum Unterschied von *Sp. Verneuili* betont wird.

G. Gürich beschreibt aus dem Unteren Oberdevon von Krakau einen *Sp. Archiaci* var. *bisellata*, der auf dem Sattel der Brachialklappe eine flache, breite Einbuchtung zeigt und durch kräftige Furchen neben dem Sattel, die auf der Zeichnung allerdings nicht erkennbar sind, ausgezeichnet ist. Die Gestalt des abgebildeten Stückes, sowie die Ausbildung des Sinus auf der Armklappe stimmt gut mit den hohen Formen von *bisinus* (Fig. 2) überein, so daß eine Identität wahrscheinlich ist, doch erwähnt Gürich nicht die Dichotomie der Flügelrippen. Daher ist die polnische Art nur fraglich in die Synonymik aufgenommen worden.

Wie Gürich zutreffend hervorhebt, ist ein Unterschied zu machen zwischen solchen Formen, bei denen der Sinus der Armklappe konstant auftritt, und solchen, bei denen er gelegentlich als Abnormität erscheint.

Vorkommen: Häufig in den Grenzschiefern an der Basis des Oberdevons, besonders bei Wehnau. Andere Fundorte sind Walheim, Breiniger Berg, Vicht, Gressenich. Le Hon's Exemplare, die kleiner sind als die aachener, stammen sehr wahrscheinlich aus der gleichen Grenzschicht bei Givet. Bei Aachen geht die Art nicht in den Frasne-Kalk hinauf, doch kommen in den dickbankigen Kalken Brachiopoden überhaupt kaum vor. Bei Boussu en Fagne (Süd-Belgien) fand ich ein typisches kleines Exemplar in den Schiefern mit *Receptaculites Neptuni*, die über den bankigen Frasne-Kalken liegen.

Spirifer Verneuili Murch.

1840. *Spirifer Verneuili* Murchison, Bullet. d. l. soc. géol. de France Ser. I, S. 251, Taf. 2, Fig. 3.
» » *Lonsdalei* » ebenso Fig. 2.
1894. » *Verneuili* Gosselet, Etude sur les variations de *Spirifer Verneuili*.
1898. » » Scupin, Die Spiriferen Deutschlands S. 79 cum Syn.

Wie überall, wo *Spirifer Verneuili* in größerer Häufigkeit auftritt, ist auch bei Aachen seine Veränderlichkeit eine sehr große. Von den Gruppen, die Gosselet unterschieden hat, treten hauptsächlich die folgenden auf:

1. Gruppe der *attenuati*: Breite zur Höhe = 3—2,5,
2. » » *elongati*: » » » = 2,5—2,
3. » » *hemicycli*: » » » = 2—1,6.

G. Gürich (Beiträge zur Palaeontolog. u. Geolog. von Österreich-Ungarn Bd. 15, S. 181) vertritt die Ansicht, daß die durch Murchison von Ferques beschriebenen Arten, *Verneuili*, *Lonsdalei* und *Archiaci* selbständige Arten darstellen, und daß der Name *Verneuili* nur den langflügeligen Formen mit hoher Area zukomme, während die gleichgestalteten mit niedriger Area *Sp. Lonsdalei* heißen müßten. Bei großem Material sind aber Formen mit hoher und niedriger Area durch alle Übergänge verknüpft. Keinenfalls bezeichnen Murchison's Namen gute, immer unterscheidbare Arten.

Über das Vorkommen der Gruppen in der Frasne-Stufe bei Aachen ist zu bemerken:

In den Knollenkalken, den hangenden Partieen des Frasne-

Kalkes, kommen namentlich Formen aus der Gruppe der *elongati* mit ziemlich hoher Area vor, die am besten zu Murchison's Fig. 3a—d passen. Formen aus der Gruppe der *hemicycli* (ziemlich groß werdende Exemplare ohne spitz zulaufende Flügel) und der *attenuati* (sehr breite und niedrige Exemplare mit spitzen Flügeln) finden sich hauptsächlich in den Frasne-Schiefern und deren mergeligen Zwischenlagen.

Fundorte: Allenthalben in den Frasne-Schichten, Kalken und Schiefern. Formen aus der *elongati*-Gruppe liegen besonders vor von Breiniger Berg, aus der *hemicycli*-Gruppe aus den Kalkschiefern von Schmidthof und Breiniger Berg. Sehr langflügelige (Gruppe der *attenuati*) namentlich von Breiniger Berg.

Die Angaben von Jung und v. Dechen, daß in den Basis-Schiefern auf Breiniger Berg eine Varietät mit niedriger Area und geringer Breitenausdehnung vorkomme (vergl. geolog. Teil S. 5), bezieht sich wahrscheinlich auf *Spir. bisinus* Le Hon, da *Sp. Verneuili* in den genannten Grenzschichten bisher nicht gefunden wurde.

Spirifer Verneuili Murch. var. conoideus A. Roem.

1843. *Spirifer conoideus* A. Roemer, Harz S. 12, Taf. 4, Fig. 13.
1845. » *tenticulum* Murchison, de Verneuil et de Keyserling, Russia and the Ural Mountains II, S. 159, Taf. 5, Fig. 12.
1850—56. » » Sandberger, Rhein. Schichtensyst. in Nassau S. 323, Taf. 31, Fig. 12.
1886. » » Tschernyschew, Mittl. u. Ob. Devon am Westabhang d. Urals Taf. 10, Fig. 13.
» » *conoideus* » Mittl. u. Ob. Devon am Westabhang d. Urals S. 68, Taf. 8, Fig. 16.
1886. » *tenticulum* Wenjukoff, Fauna d. devon. Systems in Nordwest- u. Zentral-Rußland, Taf. 3, Fig. 3.
1908. » *Verneuili* var. *tenticulum* Scupin, Spiriferen Deutschlands S. 16.
1896. » » Gruppe der *hemicycli* Gosselet, z. T., Etude sur les variations de *Spir. Verneuili* Taf. 4, Fig. 26 ceter. excl.
1896.? » *obtusus* Gürich, Palaeozoicum im polnischen Mittelgebirge S. 250, Taf. 8, Fig. 5—6.

Die Höhe der Area und die Biegung des Wirbels der Stielklappe ist einigen, wenn auch geringen Schwankungen unterworfen.

Wegen der Stellung der Form als Varietät von *Sp. Verneuili* sei auf die Ausführungen Scupin's hingewiesen. Ich möchte aber hinzufügen, daß trotz des sehr reichen Materials an *Spirif. Verneuili* aus der aachener Gegend sich eigentliche Übergänge nicht gefunden haben.

Scupin schlägt vor, den eingebürgerten Namen *tenticulum* beizubehalten, trotzdem Roemer's Beschreibung von *conoideus* zwei Jahre vor dem Werke Murchison, de Verneuil et Keyserling's erschien. Es liegt aber kein Grund vor, hier von dem Gesetz der Priorität abzuweichen.

Bemerkt sei aber, daß Tschernyschew den Iberger *conoideus* für verschieden von *tenticulum* hält. Die aachener Exemplare stimmen jedenfalls mit der russischen Form überein.

Sp. obtusus Gürich scheint nach der Zeichnung und Beschreibung Gürich's nicht wesentlich von *tenticulum* verschieden zu sein. Gürich vergleicht seine Art mit *conoideus* Roem.

Vorkommen: Eine Anzahl Exemplare aus der Grube Breiniger Berg ohne nähere Angabe der Schicht. Sonst wurde die Art gefunden in den oberen kolligen Kalkbänken bei Breiniger Berg und in den unreinen Kalken mit *Receptaculites* ebenfalls bei Breiniger Berg. Ein sehr großes Exemplar eines *Spirifer* aus Schiefern von Breiniger Berg mit sehr hoher Area entfernt sich durch seine Größe und Gestalt habituell von dem echten *conoideus*.

Spirifer Archiaci Murch., Vern., Keys. (1845) (non Murch. 1840).

Taf. 2, Fig. 8.

1845. *Spirifer Archiaci* Murchison, de Verneuil et de Keyserling, Russia and the Ural Mountains Bd. 2, S. 155, Taf. 4, Fig. 5.
1853. ? » » Schnur, Die Brachiopoden der Eifel S. 205, Taf. 35, Fig. 3.
1858. » » Abich, Vergleichende Grundzüge der kaukas., armen. u. nordpersischen Gebirge S. 164, Taf. 2, Fig. 1i (cet. excl.).
» » *Verneuili* Abich, ebenda S. 164, Taf. 2, Fig. 3a, b.
1898. » *Verneuili* var. *Archiaci* Scupin, Die Spiriferen Deutschlands S. 81, z. T.

Die vorliegenden Exemplare stimmen mit den Abbildungen in Russia und bei Abich nicht vollkommen überein. Der Umriß ist gerundet vierseitig, ohne Flügel oder Ecken am Schloßrand, wie sie

die russischen und armenischen Vorkommen besitzen. Das Verhältnis der Länge zur Breite schwankt etwas, ebenso die Ausbildung des Sinus in Breite und Tiefe. Bezeichnend ist die Ausbildung des Pseudodeltidiums, das nahe seiner Spitze eine schlitzförmige, trichterartig hervorragende Öffnung hat, wie sie auch Abich's Abbildung deutlich erkennen läßt.

Allgemein werden in der Literatur als *Spir. Archiaci* Formen vereinigt, die z. T. Varietäten von *Sp. Verneuili* sind, z. T. aber als besondere Arten betrachtet werden müssen. Zu der ersteren gehört die Form von Ferques, für die Murchison den Namen *Archiaci* aufstellte (Bull. soc. géol. de France ser. II, Bd. XI, Taf. 2, Fig. 4), die kaum den Rang einer Varietät verdient, den ihr Scupin zuerkennt, während Gürich sie als selbständige Art betrachtet wissen will. Auch über die Var. a der russischen Formen, die sich der von Ferques anschließt, sprechen sich Murchison, de Verneuil und Keyserling im gleichen Sinne aus (a. a. O. Fig. 5a—e), während sie in Var. c (Fig. 5h) einen Übergang zu *Sp. tenticulum* sehen. Über die seltenste Var. d (Fig. 5l) äußern sie sich nicht. — Scupin meint, daß die russische Form einen besonderen Namen am ehesten rechtfertige.

Meiner Auffassung nach müssen die armenischen, ein Teil der russischen und die vorliegenden aachener Formen als besondere Art betrachtet werden und zwar auf Grund folgender Merkmale: Fast kreisförmiger Umriß, Wölbung der Schalen, stark eingebogener Wirbel und Gestalt des Pseudodeltidiums. Bei guter Erhaltung bemerkt man außerdem, daß die Schalen oberflächliche zahlreiche feine Knötchen tragen (vergl. Murch., Vern., Keys. Fig. 5e).

Da der Name *Sp. Archiaci* ursprünglich von Murchison für eine »Varietät« des *Sp. Verneuili* aufgestellt worden ist, so müßte die hier behandelte Form eigentlich einen neuen Namen erhalten. Da aber der Name *Archiaci* von Murchison, de Verneuil und Keyserling auf sie übertragen worden ist, wenn auch unter Vereinigung mit der Varietät des *Verneuili*, so wird man ihn beibehalten können.

Nahe verwandt ist *Spir. Orbelianus* Abich (a. a. O. Taf. 2,

Fig. 2, 3, 5), den Gürich als Varietät von *Archiaci*, nicht der vorliegenden Art, sondern der als Varietät von *Verneuili* betrachteten, ansieht, unterscheidet sich aber durch einen bis zur Wirbelspitze reichenden Wulst im Sinus. Er findet sich im südlichen Belgien und bei Ferques, wo er den *Sp. Archiaci* zu vertreten scheint.

Vorkommen: *Spir. Archiaci* ist nicht selten in den oberen knolligen Kalklagen bei Walheim, Hahn und Breiniger Berg.

Spirifer bifidus A. Roem.

1843. *Spirifer bifidus* A. Roemer, Das Harzgebirge S. 13, Taf. 14, Fig. 16.
1871. » » Quenstedt, Brachiopoden S. 486, Taf. 52, Fig. 57.
1884. » » Clarke, Die Fauna des Iberger Kalkes S. 393.
1898. » » Scupin, Die Spiriferen Deutschlands S. 67, Taf. 6, Fig. 2.
» » » var. *aspera* Scupin ebenda, Taf. 6, Fig. 1.

Es liegen nur zwei Exemplare vor, von denen das eine scharfe Rippen hat, sowohl auf Sinus und Sattel als auf den Seitenteilen, es gehört daher zur var. *aspera* Scup.

Die bezeichnende Pünktchenskulptur ist gut zu beobachten.

Vorkommen: Sehr selten in den oberen, knolligen Kalkbänken von Breiniger Berg.

Spirifer deflexus A. Roem.

1843. *Spirifer deflexus* A. Roemer, Harz S. 13, Taf. 4, Fig. 14.
1850. » *striatosulcatus* A. Roemer, Beiträge zur Kenntn. d. nordwestl. Harzgeb. III, S. 30, Taf. 4, Fig. 22.
1884. » *deflexus* Clarke, Fauna des Iberger Kalkes S. 390.
1898. » » Scupin, Die Spiriferen Deutschlands S. 66, Taf. 6, Fig. 3—6.

Einige Exemplare stimmen in Größe und Gestalt gut mit Roemer's Abbildung in den Beiträgen. Einige Falten sind erkennbar, ähnlich wie in Scupin's Figur 5. Auch die Schalenverzierung entspricht der der Iberger Form. (Vergl. Scupin Fig. 6.)

Vorkommen: Ein Exemplar aus den knolligen Kalken von Breiniger Berg, ein zweites aus den gleichen Schichten bei Walheim.

Spirifer simplex Phil.

1841. *Spirifer simplex* Phillips, Palaeozoic fossils S. 71, Taf. 29, Fig. 124.
1843. » » A. Roemer, Harz S. 12, Taf. 4, Fig. 11 u. ?12.

1853. *Spirifer nudus* Schnur, Brachiopoden der Eifel S. 208, Taf. 36, Fig. 2.
1850-56. » *simplex* Sandberger, Versteiner. des rheinischen Schichtensystems in Nassau S. 324, Taf. 32, Fig. 10.
1865. » » Davidson, British Devon. Brachiopoda S. 46, Taf. 5, Fig. 18—22.
1871. » » Kayser, Brachiop. a. d. Mittel- u. Ober-Devon der Eifel S. 579.
1887. » » Tschernyschew, Mittel- und Oberdevon am Westabhange des Urals, Taf. 19, Fig. 8.
1898. » » Scupin, Die Spiriferen Deutschlands, S. 42.

Zwei ziemlich mangelhaft erhaltene, abgeriebene Exemplare stammen von Breiniger Berg. Die Deltidialspalte ist durch ein Pseudodeltidium geschlossen, wie es die mitteldevonischen Exemplare aus Westfalen stets zeigen (vergl. E. Kayser, Zeitschr. d. D. geol. Ges. 1872 S. 683), während die Abbildungen bei Schnur und Roemer kein Pseudodeltidium aufweisen. Das eine Exemplar stammt aus den Kalken der Matagne-Schiefer, das Lager des anderen ist nicht bekannt.

Roemer's Figur 12 scheint ein junges Exemplar dieser Art darzustellen.

Spirifer pachyrhynchus Murch., Vern., Keys.

1845. *Spirifer pachyrhynchus* Murchison, de Verneuil et de Keyserling, Russia and the Ural Mountains Bd. 2, S. 143, Taf. 3, Fig. 6
1853. » *curyglossus* Schnur, Die Brachiopoden der Eifel S. 209, Taf. 36, Fig. 5.
1871. » *pachyrhynchus* Kayser, Die Brachiopoden des Mittel- und Oberdevons der Eifel S. 582.
1887. » » Tschernyschew, Mittel- und Oberdevon am Westabhange des Urals S. 176, Taf. 8, Fig. 2.
1898. » » Scupin, Die Spiriferen Deutschlands S. 45, Taf. 4, Fig. 1.

Die Aachener Exemplare haben einen kreisförmigen bis querelliptischen Umriß und einen meist deutlich ausgebildeten Sinus, der manchmal bis zur Wirbelspitze fortsetzt, zuweilen aber auch nur bis zur Schalenmitte reicht. Sie gleichen mehr den Abbildungen Tschernyschew's und Scupin's als den mehr langgezogenen Formen, die auf Taf. 3 bei Murchison, de Verneuil und Keyserling abgebildet sind. Anwachsstreifen sind gut zu be-

obachten. Ein Pseudodeltidium, wie es E. Kayser von der Büdesheimer Form angibt (a. a. O. S. 583), ist nicht vorhanden.

Im Innern der großen Klappe ist ein tiefer, rinnenförmig nach dem Stirnrande zu verlängerter Schließmuskeleindruck vorhanden, der durch ein feines Medianseptum geteilt ist. Neben seiner breitesten Stelle liegen auf der Innenseite zwei feinere Eindrücke, wohl Stielmuskeleindrücke. In ihrer Verlängerung, außerhalb der Erhöhung um den Schließmuskel, liegt je ein feiner Eindruck des Divaricators.

Sp. pachyrhynchus ist nahe verwandt mit *Sp. Maureri* Holzapfel, der auch ein Medianseptum hat, sich aber durch die geringe Verdickung der Schale an den Zahnstützen unterscheidet. *Sp. concentricus* Schnur aus dem unteren Mitteldevon hat die dicken Zahnstützen wie *pachyrhynchus*, aber keinen Sinus in der Ventralschale. *Sp. glaber* ist viel stärker gewölbt und hat reduzierte Zahnstützen, weshalb er zu *Martinia* gerechnet wird. *Sp. curvatus* hat eine ganz abweichende Gestalt und einen sehr viel tieferen Sinus und Sattel.

Vorkommen: Bei Aachen erscheint *Sp. pachyrhynchus* nicht, wie in Belgien, erst dicht unter den Matagne-Schiefern, sondern schon in den oberen knolligen Kalkbänken, geht aber bis in die Kalke der Matagne-Schiefer hinauf. Fundorte: Breiniger Berg, Venwegen, Walheim.

Ambocoelia walheimensis n. sp.

Taf. 2, Fig. 6.

Der Umriß ist gerundet fünfseitig. Die Ventralschale ist stark gewölbt, und hat einen ziemlich stark übergebogenen Wirbel. Ihr Sinus beginnt am Wirbel als schmale scharfe Rinne und verbreitert und verflacht sich bis zum Stirnrande erheblich. Die Area ist hoch, die Deltidialöffnung durch Kiele begrenzt. Die Dorsalschale ist ziemlich flach, nur gegen den Wirbel zu etwas gewölbt. Der Wulst ist nur bei einem Exemplar deutlich.

Die schmale Area liegt rechtwinklig zu der der Ventralklappe.

Die Skulptur besteht auf der Dorsalschale aus wenigen schwa-

chen, konzentrischen Rippen, von denen auf der Ventralschale nichts zu sehen ist, nur feine Anwachsstreifen sind hier vorhanden. Feine radiale Streifen bedecken beide Klappen.

Zwei Exemplare zeigten folgende Abmessungen:

Breite des Schloßrandes 13 mm, 24 mm,
Höhe der Dorsalschale 12 » , 18 » ,
Höhe der Ventralschale 20 » , 30 » ,

(von der Wirbelspitze an gemessen).

Die aachener Form ist der bekannten *A. umbonata* Conr. aus den nordamerikanischen Hamiltonschichten nahestehend (J. Hall Palaeont. of New York Bd. 8 II, S. 54, Taf. 39, Fig. 4), einer Art, die nach Oehlert im Calcaire de Gahard vorkommt, der etwa unseren Unter-Koblenz-Schichten entspricht (vergl. Oehlert, Bullet. d. l. société d'études scient. d'Angers 1887 S. 6, Taf. 1, Fig. 11—16), wo sie mit *Athyris undata* vergesellschaftet ist. In Deutschland scheint *A. umbonata* im oberen Mitteldevon des östlichen Westfalen vorzukommen, von wo sie Holzapfel als *Spirifer inflatus* var.? aufführt (Holzapfel, Das obere Mitteldevon im rhein. Gebirge Taf. 11, Fig. 20, S. 253), ein Vorkommen, das mit dem amerikanischen besser übereinstimmt als das französische. Ich möchte auch Scupin's *Sp. inflatus* von Paffrath (Spiriferen Deutschlands Taf. 4, Fig. 6) für zu *A. umbonata* gehörig ansehen, hauptsächlich wegen des fünfseitigen Umrisses und der reduzierten Zahnstützen, die *Ambocoelia* mit *Martinia* gemein hat, von der sie sich durch Gestalt und Ausbildung des Muskelapparates unterscheidet.

Die Aachener Art unterscheidet sich von der älteren nur durch ihre bedeutendere Größe und die stärkere Ausbildung der konzentrischen Rippen, die jener fehlen. Berücksichtigt man noch das verschiedene Alter, so dürfte die Aufstellung einer neuen Art am Platze sein.

Vorkommen: *A. walheimensis* kommt selten in dem oberen knolligen Kalklagen bei Walheim vor.

Cyrtina heteroclita Defr. sp.

1827. *Calceola heteroclita* Defr., Diction. so. nat. vol. 80, Fig. 3.
1871. *Cyrtina heteroclita* Kayser, Brachiopoden aus dem Mittel- und Oberdevon der Eifel S. 594, cum Syn.

Die vorliegenden Exemplare sind erbsengroß und entsprechen den gewöhnlichen Formen mit fünf Falten auf den Seitenteilen der Dorsal- und drei auf denen der Ventralklappe. Sinus und Sattel sind mäßig entwickelt.

Vorkommen: Die Exemplare stammen aus den oberen knolligen Lagen des Kalkes bei Walheim.

Athyris concentrica Murch. (v. Buch).

1840. *Terebratula concentria* Murchison, Bulletin d. soc. géol. de France Ser. 1, Bd. 11, S. 251, Taf. 2, Fig. 1 a—c.

Die bei Aachen vorkommende Form mit einem bis zur Schalenmitte zu verfolgenden Sinus entspricht gut der Var. A. Murchison's von Ferques, erreicht aber nicht deren Größe. Das vorliegende Material gestattet aber keinen eingehenden Vergleich mit der verbreiteten mitteldevonischen *Ath. concentrica* v. B., unter welchem Namen anscheinend auch verschiedene Formen zusammengefaßt zu werden pflegen.

Vorkommen: Ziemlich selten in den Kalkschiefereinlagerungen in den Frasne-Schiefern von Walheim.

Athyris Bayeti Rigaux.

1908. *Athyris Bayeti* Rigeaux, Le Dévonien de Ferques et ses Brachiopodes S. 13, Taf. 1, Fig. 2.

Rigaux bezeichnet als *Ath. Bayeti* eine Form, die sich durch kreisrunden Umriß, durch einen fast bis zur Wirbelspitze reichenden Sinus, eine geringe Zahl scharfer Anwachslamellen und die fehlende Aufbiegung des Stirnrandes von *A. concentrica* unterscheidet.

Vorkommen: In kleinen, etwa 5 mm im Durchmesser haltenden Exemplaren kommt diese Art auch bei Walheim in den oberen knolligen Kalkbänken vor. Im südlichen Belgien beobachtete ich sie auch in den Receptaculitenschichten und den »Schistes à

Polypiers« der Gegend von Couvin. Bei den belgischen Exemplaren ändert die Ausbildung des Sinus etwas ab, während die charakteristischen Anwachslamellen konstant sind.

Athyris minuta n. sp.

Taf. 2, Fig. 7.

Ath. minuta ist eine kleine, 6—9 mm hoch werdende Form von kreisförmigem bis gerundet fünfseitigem Umriß. Die Schale ist glatt, ohne wahrnehmbare Anwachsstreifen. Sinus und Sattel fehlen. An diesen Merkmalen ist die Art gut kenntlich. Die beiden Klappen sind etwas ungleich gewölbt, die Ventralschale etwas stärker als die Dorsalschale. Der Wirbel der großen Klappe ist durchbohrt und legt sich nicht auf die Dorsalschale.

In der Gestalt erinnert *Ath. minuta* etwas an die mitteldevonische *Kayseria lens* Schnur sp., hat aber keine Furche auf der Ventralklappe und keine Wärzchen auf der Schalenoberfläche.

Vorkommen: *Ath. minuta* tritt in den oberen knolligen Kalkbänken bei Walheim und Breiniger Berg gesteinsbildend auf, Seltener ist sie in den Frasneschiefern, wenn sie auch hier örtlich einzelne Lagen ganz erfüllt, und in den Kalken der Receptaculitenschichten. In etwas größeren Exemplaren fand ich die Art auch in Frasne-Schiefern bei Boussu en Fagne bei Couvin.

Athyris reticulata Goss.

1886. *Athyris reticulata* Gosselet, Esquisse géologique du Nord de la France Taf. 5, Fig. 6.
1887. » » Tschernyschew, Mittleres und Oberes Devon am Westabhange des Urals Taf. 10, Fig. 16.

Ein einzelnes Exemplar dieser sonst auf das höhere Oberdevon (Famenne-Stufe) beschränkten Art wurde in einer Kalkschiefereinlagerung im Frasne-Schiefer gefunden. Tschernyschew's Abbildungen der Form aus uralischem Oberdevon zeigen den charakteristischen Umriß von *A. reticulata*, lassen aber die bezeichnenden Radialstreifen nicht erkennen.

Atrypa reticularis Lin. sp.

1767. *Anomia reticularis* Linné, Systema naturae, Ed. XII, S. 1132.
1871. *Atrypa* » Kayser, Brachiop. aus dem Mittleren und Oberen Devon der Eifel S. 545, cum. Syn.
1908. » » *Mut. Bellilоci* Rigeaux, Le Dévon. de Ferques et ses Brachiopodes S. 21, Taf. 1, Fig. 18.

Unter den oberdevonischen Formen der Gegend von Aachen kann man 3 Abarten unterscheiden.

1. Eine ziemlich groß werdende Form mit flacher Ventral- und stark gewölbter Dorsalklappe, mit schwacher Aufbiegung des Stirnrandes und mäßig entwickelten Anwachsstreifen. Die radialen Rippen sind kräftiger und weniger zahlreich als bei den gewöhnlichen mitteldevonischen Formen.

Vorkommen: In den Frasne-Schiefern von Walheim.

2. Eine flachere und kleinere Form, mit feineren und zahlreicheren Radialrippen. Die Aufbiegung des Stirnrandes schwankt nicht unerheblich, zuweilen ist sie beträchtlich. Die Anwachslamellen sind in mäßiger Zahl vorhanden, nach dem Stirnrande zu drängen sie sich bei manchen Exemplaren.

Vorkommen: In den oberen knolligen Kalkbänken, besonders bei Walheim.

3. Eine Form vom gleichen Umriß wie 2, aber mit wesentlich gröberen Rippen und kräftigen Anwachslamellen.

Diese Art ist wohl mit *Atrypa aspera* v. Schlth. identifiziert worden, mit der sie wegen ihrer Skulptur auch Ähnlichkeit hat. Beim Vergleich mit typischen *A. aspera,* wie sie in den Crinoidenschichten an der Basis der Givet-Stufe in der Eifel vorkommt, ergeben sich aber wesentliche Unterschiede. Bei der Eifeler mitteldevonischen Art sind beide Klappen nahezu gleich gewölbt, die Rippen sind noch gröber und weniger zahlreich und der Stirnrand zeigt keine Aufbiegung, ist vielmehr gerade, während die Aachener Art stets eine Aufbiegung zeigt.

Vorkommen: wie die Abart 2.

Atrypa longispina Quenst.

1870. *Atrypa longispina* Quenstedt, Brachiopoden Deutschlands S. 215, Taf. 42, Fig. 104.

1873. *Atrypa longispina* Rigaux, Mémoire d. l. soc. acad. de l'arrondissement Boulogne Bd. 5, Teil 1, S. 47, Fig. 1.

Diese, der *A. aspera* ähnliche Form hat etwas ungleich gewölbte Klappen. Die Ventralklappe ist gewölbt und hat einen spitzen, etwas eingebogenen Wirbel. Die Dorsalschale ist stärker gewölbt, der Stirnrand schwach aufgebogen. Die wenig zahlreichen, kräftigen Radialrippen werden von breiten, kragenartigen Anwachslamellen gekreuzt, die über den Rippen in ziemlich lange Stacheln auslaufen, die, wie Quenstedt und Rigaux angeben, etwa bis zur Mitte hohl sind.

Der hauptsächlichste Unterschied gegen *A. aspera* besteht in der bedeutenderen Größe, in der Depression der Ventralklappe und der deutlichen Aufbiegung der Stirn.

Quenstedt und Rigaux führen Bouchard als Autor der Art an. Dieser hat unsere Form aber nur unter dem genannten Namen versandt, sie aber nicht beschrieben. Quenstedt gab die erste Darstellung der charakteristischen Stacheln, im Anschluß an eine Besprechung der Kragenbildung bei *Atrypa*. Die Art muß daher *A. longispina* Quenst. heißen.

Vorkommen: Häufig in den Frasne-Schiefern bei Walheim, Schmidthof und Breiniger Berg.

Bei Ferques kommt sie im Calcaire de Ferques vor.

Rhynchonella cuboides Sow.

1840. *Atrypa cuboides* Sowerby, Geolog. Society Transact. Ser. 2, Bd. 5, Taf. 46, Fig. 24.
1843. *Terebratula* » A. Roemer, Harz S. 16, Taf. 5, Fig. 2.
1865. *Rhynchonella* » Davidson, Monogr. Brit. Devon. Brachiopod. S. 65, Taf. 13, Fig. 17—21.
1868. » » Dames, Zeitschr. d. D. geol. Ges. Bd. 20, S. 497.
1871. » » E. Kayser, Brachiop. a. d. Mitt. u. Ob. Dev. d. Eifel S. 514.

Die Art kommt bei Walheim und Breiniger Berg in den knolligen Kalken in sehr großen Exemplaren vor, die eine Höhe von 30 mm bei einer Zungenbreite von 18 mm erreichen, also eine Größe, wie sie Dames von Oberkunzendorf beschreibt.

Kleinere Exemplare von Breiniger Berg (aus der Grube) stammen aus nicht näher bekannten Schichten. Mittelgroße, etwas

feiner gerippte Exemplare wurden in den Kalken der Matagne-Schiefer bei Walheim gefunden.

Rhynchonella cuboides Sow. var. venustula Hall.

Rhynchonella venustula Hall, Palaeont. of. New York, T. 4, S. 346, Taf. 54.

Einige vorliegende Exemplare unterscheiden sich von der typischen *Rh. cuboides* durch die geringe Anzahl der Rippen auf dem Sinus und weniger hoch ansteigende Aufbiegung des Stirnrandes, zwei Merkmale die von J. Hall als charakteristisch für seine *Rh. venustula* aufgeführt werden. Die Stirnkante ist ferner nicht so scharf wie bei der typ. *cuboides*, die Rippen sind auf dem Sinus wesentlich breiter als auf den Seitenteilen und sind in der Nähe des Stirnrandes stark abgeflacht.

Rh. venustula Hall wird vielfach für ident angesehen mit *Rh. cuboides*, auf Grund der angeführten Merkmale wird man sie immerhin als besondere Varietät auffassen können.

Die vorliegende Form hat viel Ähnlichkeit mit *Rh. procuboides* Kays. aus dem Mitteldevon, bei der aber die Naht des Stirnrandes nicht auf der höchsten Erhebung der Zunge liegt.

Vorkommen: Selten in den knolligen oberen Kalkbänken bei Walheim.

Liorhynchus formosus Schnur sp.

1853. *Terebratula formosa* Schnur, Brachiopoden der Eifel S. 173, Taf. 22, Fig. 4.
1871. *Camarophoria formosa* Kayser, Brachiopoden a. d. Mittl. u. Ob. Devon der Eifel S. 532.

Diese in den Dolomiten von Büdesheim und in den belgischen Frasne-Schichten verbreitete Art liegt von Aachen nur in einem, aber typischen Exemplar von Breiniger Berg vor. Ihr genaueres Lager ist nicht bekannt.

Liorhynchus megistanus Le Hon sp.

1870. *Terebratula megistana* Le Hon, Bullet. d. l. société géol. de France Ser. 2, Bd. 17, S. 496, Taf. 11, Fig. 37.
1887. *Camarophoria megistana* Tschernyschew, Mittl. u. Ob. Devon am Westabhang d. Urals Taf. 9, Fig. 7.

Eine Anzahl Exemplare stimmt gut mit der Darstellung bei Le Hon überein, wenn sie auch kleiner sind.

Vorkommen: Ziemlich selten in den oberen knolligen Frasnekalken und in den Kalken mit Receptaculites (Matagne-Schiefer) bei Walheim.

Liorhynchus tumidus Kays. sp.

1872. *Camarophoria tumida* Kayser, Zeitschr. d. D. geol. Gesellsch. Bd. 24, S. 27, Taf. 27, Fig 10.

Eine Anzahl Exemplare stimmt mit der Darstellung E. Kayser's und in Menge vorliegenden belgischen Exemplaren gut überein. Die Ventralschale ist am Wirbel stark aufgebläht und fällt nach der Stirn steil ab. Der Sinus ist flach. Einige Exemplare haben fast kugelige Gestalt und sind gleichmäßiger gewölbt. Ein Sinus fehlt, die Aufbiegung des Stirnrandes ist ziemlich hoch, etwa rechtwinkelig begrenzt. Unter den belgischen Stücken sind ähnliche nicht vorhanden, trotzdem können die beiden Abarten, die sich immerhin recht ähnlich sind, nicht getrennt werden.

Vorkommen: Aus Grube Breiniger Berg, genaueres Lager nicht bekannt, aber sehr wahrscheinlich die Receptaculiten-Kalke der Matagne-Schiefer. Verbreitet in diesen Schiefern im südlichen Belgien, von wo E. Kayser die Art beschrieben hat.

Pentamerus brevirostris Phil.

1841. *Stringocephalus brevirostris* Phil., Palaeozoic fossils S. 80, Taf. 32, Fig. 143.
1853. *Pentamerus galeatus* Schnur, Brachiopoden d. Eifel S. 196, Taf. 29, Fig. 2.
1856. » » Sandberger, Rhein. Schichtensyst. in Nassau S. 48, Taf. 31, Fig. 6.
1861. » *brevirostris* Davidson, British Devonian Brachiopoda S. 72, Taf. 11, Fig. 1—14.
1871. » *galeatus* Quenstedt, Brachiopoden S. 223, Taf. 43, Fig. 23—24.
» » » Kayser, Brachiop. des Mittl. u. Ob. Devons der Eifel S. 537.
1887. » » Tschernyschew, Mittl. u. Ob. Devon am Westabhang des Urals S. 101, Taf. 14, Fig. 12.

Die in geringer Zahl vorliegenden Exemplare sind nur klein, dabei schmal und schlank, der Wirbel der Ventralschale ist aufgebläht und stark eingebogen. Die flache Dorsalschale hat einen flachen, bis zur Schalenmitte reichenden Sinus mit 1—3 Rippen oder Falten, die mit Rinnen der Ventralschale korrespondieren. Zuweilen sind Andeutungen von Seitenrippen vorhanden.

E. Kayser führt die Art als *Pent. galeatus* Dalm. auf, mit welchem Namen nicht selten fast alle Pentameren des Devons bezeichnet werden. Davidson rechnet zu *P. galeatus*, d. h. der silurischen Art, die Formen, bei denen die Cruralplatten getrennt nach der Schaleninnenfläche verlaufen, während er die Formen, deren Cruralplatten sich zu einem Medianseptum vereinigen, als *P. brevirostris* Phil. bezeichnet.

E. Kayser hat gezeigt, daß dieses Merkmal bei den devonischen Formen nicht konstant ist, wovon ich mich auch überzeugen konnte. Immerhin ist die obersilurische Art durch die Gestalt ihres Umrisses und besonders die Wölbungs-Verhältnisse der am Wirbel breiteren Ventralschale, sowie in der Gestalt des über dem Schloßrande liegenden Schalenteiles von den devonischen Formen wohl unterschieden, worauf auch E. Kayser aufmerksam macht. Diese devonische Form, wie sie Schnur und Davidson abbilden, muß daher auch einen anderen Namen tragen und ist als *brevirostris* Phil. mit Davidson und manchen anderen Autoren zu bezeichnen. Ob man unter diesen Formen nach Ausscheidung von Arten wie: *P. globus, biplicatus, multiplicatus* usw. noch weitere Arten unterscheiden kann und soll, erscheint mir zweifelhaft, Ich nenne daher auch die aachener devonischen Formen *brevirostris.* obschon sie sich von der mitteldevonischen, typischen Art durch größere Schlankheit der Gestalt unterscheiden.

Mit den von Mailleux aus Frasne-Kalken von Frasne beschriebenen Arten, *P. Greindli* und *P. Broecki*, vermag ich unsere aachener Exemplare aus Mangel an Material nicht zu vergleichen und kann nur eine allgemeine Ähnlichkeit mit den unzureichenden Abbildungen Maillieux feststellen (Vgl. E. Maillieux, Bullet d. la Société belge de Géologie Bd. 23, S. 226 ff.)

Vorkommen: Nicht häufig in den oberen knolligen Kalkbänken von Walheim und Breiniger Berg.

Dielasma elongatum v. Schlth. sp.

1822. *Terebratulites elongatus* v. Schlotheim, Nachträge zur Petrefaktenkunde S. 68, Taf. 20, Fig. 2.

1843. *Terebratula elongata* Roemer, Harz S. 20, Taf. 5, Fig. 18–20.
1864. » » Davidson, Brit. Devon Brachiopoda S. 8, Taf. 1,Fig 9.
1887. *Dielasma elongatum* Tschernyschew, Mittl. u. Ob. Devon am Westabhang des Urals Taf. 8, Fig. 1.

Die Schlotheim'sche Art stammt vom Winterberg bei Grund und ist charakterisiert durch ungleich gewölbte Klappen und durch einen mehr oder weniger deutlichen Sinus oder doch eine deutliche Aufbiegung des Stirnrandes. Mit dieser Darstellung und Beschreibung, sowie mit vorliegenden Harzer Exemplaren stimmen die aachener Stücke gut überein.

In der Folge wurde der Name *Terebr. elongata* auf Formen des Mitteldevons und des Perms übertragen (Sandberger, Nassau S. 307, Murchison, de Verneuil und Keyserling, Russia usw. II, S. 66, Taf. 9, Fig. 9, v. Buch, Über Terebrateln S. 210, Geinitz, die Dyas Taf. 15, Fig. 14—24, King, Permian Fossils S. 147, Taf. 6, Fig. 30—45). Diese Formen unterscheiden sich sämtlich durch die fast gleichmäßig gewölben Klappen und die ziemlich gleichmäßige Verschmälerung nach dem nicht aufgebogenen Stirnrande zu, so daß »die ganze Schale einen meißelförmigen Charakter annimmt« (Sandberger). Sandberger weist auf diese Unterschiede hin, und spricht sich für eine Abtrennung aus, während er ebensowenig wie Davidson (Introduction Taf. 6, Fig. 4, 5, 6) keinen Unterschied zwischen der mitteldevonischen und permischen Form findet.

Jedenfalls muß bei der vollen Übereinstimmung mit v. Schlotheim's Art die aachener Form den Namen *Diel. elongatum* v. Schloth. tragen. Die anderen Formen sind eventuell neu zu benennen.

Vorkommen: Die Art ist selten in der Grube Breiniger Berg vorgekommen. Das genauere Lager ist nicht bekannt, vermutlich sind es die Receptaculiten-Kalke, da Jung aus diesen *Rhynchonella elongata* v. Schloth. anführt und in einem vorliegenden Grubenbild aus diesen Schichten *Terebratula vulgaris* aufgeführt wird, womit nur die vorliegende Art gemeint sein kann.

	Bereits i. Mittl. Devon	Aachen						Südflügel der Dinant-Mulde							Bas Boulonnais		Nassau	Iberger Kalk, Harz	Büdesheim (Eifel)	Zentral-Rußland	Ural	Armenien	In höhere Schichten hinaufgehend
		1. Grenzschiefer	2. Frasne-Kalk	3. Knollenkalk	4. Frasne-Schiefer	5. Kalke in 4.	6. Matagne-Schiefer	Grenzschiefer	Bankige Kalke	Z. d. *Aviculopecten Neptuni*	Z. d. *Spirifer Orbelianus*	Receptaculiten-Schiefer	Z. d. *Liorh. formosus*	Z. d. *Liorh. megistanus*	Z. d. *Spir. pachyrhynchus*	Matagne-Schiefer	Schiefer v. Beaulieu	Kalk v. Ferques						
1. *Schizophonia resupinata* var. *iowensis*	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	?	?	?	?	?	?	?	.	.	.	.	.	+
2. » *Iwanowi* Tschern. sp.	.	.	.	.	+	+	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
3. » cf. *bistriata* Tschern. sp.	.	.	.	.	+	+	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
4. *Rhipidomella* sp.	?	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	?	.	.	.	.	.	.	.
5. *Skenidium* sp. n.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
6. *Stropheodonta latissima* Qu. sp.	.	.	.	.	+	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.
7. *Douvi'lina Dutertii* Murch. sp.	.	+	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	+	+	+	+	+	+	.	.	.	.	.	.
8. » » var. *Thomasii* Rig.	.	.	.	.	.	+	+	.	.	.	.	.	+	.	.	.	+	+	.	.	.	.	.	.
9. *Strophonella retrorsa* Kays. sp.	.	.	.	.	+	+	+	.	.	.	.	.	+	+	+	+	.	.	.	.	.	.	.	.
10. *Productella subaculeata* Murch. sp.	.	.	.	+	+	+	+	.	.	.	+	+	+	+	+	+	+	+	.	.	.	.	.	.
11. » *Larminati* Rig.	.	.	.	.	+	+	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	+	.	.	.	.	.	.
12. » *sericea* (v. B.) Dam. sp.	.	.	.	+	.	+	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.
13. *Strophalosia productoides* Murch. sp.	+	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	+	.	.	.	.	.	.
14. *Spirifer Seminoi* (de Vern.) Ab.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
15. *Spirifer Malaisi* Goss.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.		.	.	.	.	.
16. « *bisinus* Le Hon	.	+	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.		.	.	.	.	.
17. » *Verneuili* Murch.	.	.	+	+	+	+	+	.	+	+	?	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
18. » » var. *conoideus* Roem.	.	.	.	+	.	.	+	.	.	.	.	.	+	+	+	.	+	+		+	.	.	.	.
19. » *Archiaci* M. V. K.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	+		.	.	+	.	.
20. » *bifidus* Röm.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	?	+	+	+	+	.	+	?		+	.	.	.	.
21. » *deflexus* Röm.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	+	+	+	.	.	.	+	+	.	.	.	.
22. » *simplex* Phil.	+	.	.	+	.	.	+	.	.	.	.	.	+	+	+	.	.	.		+	+	.	.	.
23. » *pachyrhynchus* M. V. K.	.	.	.	+	+	+	+	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	.			+	.	.	.
23. *Ambocoelia walheimensis* n. sp.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.				.	.	.
23. *Cyrtina heteroclita* Defr. sp.	+	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	.	+	+	+	+		.	.	.
24. *Athyris concentrica* v. B.	+	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	+	+	+	+	.	+	+	+	+		.	.	.
25. » *Bayeti* Rig.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	.	+	+				.	.	.
26. » *minuta* n. sp.	.	.	.	+	+	+	+	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.				.	.	.
27. » *reticulata* Goss.	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.				.	.	.
28. *Atrypa reticularis* L. sp.	+	+	+	+	+	+	+	.	.	.	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	.
29. » *longispina* Qu.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+				.	.	.
30. *Rhynchonella cuboides* Sow.	.	.	.	+	.	.	+	.	.	+	+	+	+	+	.	.	.	.	+	+	+	.	.	.
31. » » var. *venustula* Hall	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.				.	.	.
32. *Liorhynchus formosus* Schnur.	.	.	.	?	.	.	.	.	.	.	.	.	+	+	.	.	.	.				.	.	.
33. » *megistanus* Le Hon	.	.	.	+	.	.	+	.	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.				.	.	.
34. » *tumidus* Kays.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.				.	.	.
35. *Pentamerus brevirostris* Phil.	+	.	+	+	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	.	+	.	+	+		.	.	.
36. *Dielasma elongatum* v. Schlth.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	+	.	.	.	+	+		+		.	.	?

Die Verteilung der Brachiopoden in den Aachener Frasne-Schichten ergibt nach der vorstehenden Übersicht das folgende Bild:

Die an der Basis liegenden Schiefer enthalten eine durchaus selbständige Fauna: *Spir. bisinus*, *Sp. Malaisi* und *Sp. Seminoi* sind auf sie beschränkt, und *Douv. Dutertii* kommt in einer besonderen Abart vor, die in höheren Schichten nicht beobachtet wurde. — Der mächtige Stromatoporenkalk hat keine bestimmbaren Brachiopoden geliefert, mit Ausnahme von *Sp. Verneuli* und *Atrypa* und bietet daher leider keine Vergleichspunkte.

Erst die dünnschichtigen Knollenkalke führen Brachiopoden in reichlicher Menge. Nur wenige Arten sind auf ihn beschränkt: *Rhipidomella* sp., *Skenidium* sp. n., *Spir. Archiaci*, *Sp. bifidus*, *Sp. deflexus*, *Ambocoelia Walheimiensis*, *Ath. Bayeti*, *Productella sericea*.

Die Frasne-Schiefer und die eingelagerten knolligen Kalkmergel müssen zusammengefaßt werden, wenn sie auch auf den ersten Blick größere Verschiedenheiten zeigen. Diese sind aber wohl nur Facies-Unterschiede, da die über und unter den Kalkmergeln liegenden Schiefer keine bemerkenswerten Abweichungen zeigen. Die Kalkmergel enthalten naturgemäß eine reichere Brachiopoden-Fauna als die Schiefer. In die Augen fallend ist besonders die Häufigkeit von *Strophalosia productoides*.

Die Matagne-Schiefer führen keine Brachiopoden, die in sie eingelagerten Kalke bezw. knolligen Kalkmergel haben wegen der schlechten und wenigen Aufschlüsse keine reichere Brachiopoden-Fauna geliefert. Auf sie ist beschränkt: *Liorh. tumidus* und wahrscheinlich *Dielasma elongatum*, alle übrigen Formen kommen auch in tieferen Horizonten vor.

Ein Vergleich mit anderen Gegenden ist erschwert, hauptsächlich wegen der verschiedenen Facies, von der augenscheinlich die Brachiopoden recht abhängig sind. So enthalten die dickbankigen Kalksteine überall nur wenige oder fast gar keine Brachiopoden, die sich in mergeligen Kalken, kalkigen Schiefern und Knollenkalken reichlich einzustellen pflegen. Auch die sehr reinen Riffkalke, wie sie am Südrande der Mulde von Dinant und

am Iberg im Harz auftreten, führen viele Brachiopoden, die hier oft mit einer reichen Molluskenfauna zusammen vorkommen. Durch solche Facies-Verschiedenheiten mag sich vielleich auch die verschiedene vertikale Verbreitung einzelner Arten, auf die oben hingewiesen ist, erklären lassen.

Colmar i. E., den 17. Februar 1912.

Die Untercarbonfauna von Gaablau in Nieder-Schlesien.

Von Herrn **Rudolf Cramer** in Berlin.

Hierzu Tafel 3.

Im Jahre 1892 fand Herr DATHE auf Blatt Landeshut in Schlesien nördlich von Gaablau an dem Feldwege, der links an Punkt 573,8 der Karte vorbeigeht, da wo er vor der Einmündung in den östlich von ihm gelegenen Weg eine kleine Biegung nach Nordosten macht, in den dort anstehenden kleinen Tonschieferlinsen fossilführende Lagen. Im Jahre 1908 wurde die Fundstelle von Herrn DIENST weiter ausgebeutet. Die Tonschiefer bilden lokale Einlagerungen in den Oberen Konglomeraten (cg_2) des Culms und stellen die Stufe der Oberen Tonschiefer (cs_2) dar. Die Fauna ist folgende.

Fenestella plebeja M'COY.

1862.	*Fenestella plebeja*	M'COY,	M'COY (13)[1]),	S. 203, Taf. 29, Fig. 3.
1870.	»	»	»	ROEMER (15), S. 60.
1873.	»	»	»	DE KONINCK (16), S. 11, Taf. 1, Fig. 3.
1902.	»	»	»	DREVERMANN (38), S. 517.
1909.	»	»	»	SOMMER (43), S. 654.
1911.	»	»	»	NEBE (44), S. 437, Taf. XII, Fig. 9.

Die zahlreichen größeren Bruchstücke sind flach ausgebreitet. Die Zweige sind gerade, verästelt und durch dünne, gerade Querstäbchen, die feiner als die Hauptzweige sind, verbunden. Die so

---

[1]) Siehe Literaturverzeichnis am Ende der Abhandlung.

entstandenen Maschen sind mindestens zweimal so lang als breit, lang rechteckig und alle gleich groß. Oberflächenverzierungen konnten nicht wahrgenommen werden. Die Identifizierung mit M'Coy's bekannter Art erfolgte lediglich auf Grund des äußeren Habitus.

Spiriferina octoplicata Sow.

Fig. 1a, 1b.

1836. *Spirifera octoplicata* Sow., Phillips (1), S. 218.
1854. *Spirifer crispus* v. Buch, v. Semenow (8), S. 330.
1858/63. *Spiriferina cristata* var. *octoplicata* Scw., Davidson V (11), S. 38, Taf. VII, Fig. 37—47 und S. 267.
1862. *Spirifera octoplicata* Sow., M'Coy (13), S. 133.
» *crispa* » » (13), S. 131.
1873. *Spirifer Hauerianus* de Kon., de Koninck (16), S. 63, Taf. II, Fig. 10.
1879. » *crispus* v. Buch, Gümbel (21), S. 532.
1887. *Spiriferina octoplicata* Sow., de Koninck XIV (20), S. 100, Taf. XXII, Fig. 32—39.
1893. *Spirifer octoplicatus* » Koch (32), S. 295.
1906. *Spiriferina octoplicata* » Frech (41), S. 116, Taf. III, Fig. 6a, 6b.
1911. » » Nebe (44), S. 450, Taf. XIV, Fig. 18.

Der Schloßrand ist lang und gerade; er stellt die größte Breite der Schale dar. Diese ist gewölbt, ihr Wirbel spitz und hoch; er überragt den Schloßrand. Die Ecken von dem Schloßrande nach den Seitenrändern sind etwas abgerundet. Die Schale trägt 10—12 hohe, scharfe Falten, die durch breite Zwischenräume getrennt sind. Der Mediansinus der Ventralklappe beginnt schmal am Wirbel und verbreitert sich stark nach unten. Er besitzt keine Falten.

Der Steinkern der Ventralklappe zeigt ein scharfes Medianseptum, welches ungefähr bis zur Mitte der Schale reicht. Rechts und links von diesem liegen oben am Wirbel kurze, scharfe Zahnplatten Die Stelle des Mediansinus der Ventralklappe vertritt bei der Dorsalklappe ein hoher Medianwulst. Die Oberfläche der Steinkerne ist mit engstehenden Tuberkeln besetzt.

Die größte Breite (der Schloßrand) einer Form beträgt 14 mm, die entsprechende Höhe 8,5 mm.

Orthis resupinata Martin.

Fig. 2a, 2b.

1836.	*Spirifera resupinata*	Martin,		Phillips (1), S. 220, Taf. 11, Fig. 1.
1842/44.	*Orthis*	»	»	de Koninck (3), S. 226, Taf. 13, Fig. 9 und 10.
1845.	»	»	»	M. V. K. (5), S. 183, Taf. 12, Fig. 5.
1854.	»	»	»	und *striatula* Schl., v. Semenow (8), S. 340.
1858/63.	»	»	»	Davidson V (11), S. 130, Taf. 29, Fig. 1—6; Taf. 30, Fig. 1—5.
1862.	»	»	»	M'Coy (13), S. 126.
1870.	»	»	»	Roemer (15), S. 90.
1873.	»	»	»	de Koninck (16), S. 47, Taf. 2, Fig. 5.
1874/79.	»	»	»	Trautschold (17), S. 73.
1879.	»	»	»	Gümbel (21), S. 532.
1893.	»	»	»	Koch (32), S. 295.
1895/96.	»	»	»	Tornquist (34), S. 77 [455], Taf. 15, Fig. 5.
1902.	»	»	»	Drevermann (38), S. 515.
1909.	»	»	»	Sommer (43), S. 625, Taf. 27, Fig. 8, Taf. 29, Fig. 13.
1911.	»	»	»	Nebe (44), S. 445, Taf. XII, Fig. 16.

Die Form ist gewöhnlich breiter als hoch und gewölbt. Meist erscheinen die Steinkerne glatt. Nur an einigen Exemplaren ist am Stirnrande die die ganze Schale sonst verzierende radiale Berippung erhalten. Die Form besitzt einen flachen Mediansinus. Der Steinkern der Ventralklappe zeigt oben in der Mitte ein scharfes Medianseptum, an dem die nicht zu erkennenden Eindrücke der Schließmuskeln saßen. Rechts und links vom Septum liegen die länglichen Eindrücke der Öffnungsmuskeln. Zu beiden Seiten des Wirbels, schräg nach unten, befinden sich die kräftigen Zahnplatten, die weiter nach unten schmäler werden und sich um die Muskeleindrücke ziehen. Der Steinkern der Dorsalklappe trägt den kleinen Schloßfortsatz sowie beiderseits schräg vom Wirbel nach unten die als scharfe tiefe Rinnen erscheinenden Zahnstützen.

Orthothetes crenistria Phillips.

Fig. 3a, 3b.

1836.	*Spirifera crenistria*	Phillips,		Phillips (1), S. 216, Taf. 9, Fig. 6.
1845.	*Orthis*	»	»	M. V. K. (5), S. 195, Taf. 11, Fig. 4.
1854.	*Orthisina*	»	»	v. Semenow (8), S. 342.
1858/63.	*Streptorhynchus crenistria*	Phill.,		Davidson V (11), S. 124, Taf. 26, Fig. 1, Taf. 27, Fig. 1—5 und 10?, Taf. 30, Fig. 13—15 (nicht 14—16).

1862. *Orthis crenistria* Phill., M'Coy (13), S. 123.
1870. *Streptorhynchus* (*Orthis*) *crenistria* Phill., Roemer (15), S. 60 und 90, Taf. 8, Fig. 4 und 5.
1873. *Orthothetes crenistria* Phillips, de Koninck (16), S. 44, Taf. 2, Fig. 4.
1874/79. *Orthis* » » Trautschold (17), S. 63, Taf. 6, Fig. 3.
1879. *Streptorhynchus* » » Gümbel (21), S. 532.
1882. » » » Kayser (24), S. 77, Taf. 3, Fig. 12.
1890. » » » Gürich (28), S. 59.
1892. *Orthisina* » » Dathe (30), S. 83.
1893. *Streptorhynchus* » » Dantz (31), S. 625.
1893. *Orthothetes* » » Koch (32), S. 295.
1895/96. » » » Tornquist I (34), S. 84 [462], Taf. 15, Fig. 3 u. 8, Taf. 16, Fig. 16.
1902. » » » Drevermann (38), S. 515.
1904. » » » Dathe (40), Erl. z. Bl. Neurode, S. 43.
1906. » cf. » » Frech (41), S. 106, Taf. 6, Fig. 3a und S. 118, Taf. 6, Fig. 3a und 3b.
1909. » » » Sommer (43), S. 627, Taf. 30, Fig. 7.
1911. » » » Nebe (44), S. 445, Taf. 12, Fig. 17.

Die vorhandenen Formen sind im allgemeinen nur klein. Das Verhältnis von Höhe zu Breite ist z. B. 8:12 und 5:9. Die allein vorkommende Ventralschale ist flach oder schwach konkav und sehr scharf berippt. Die Rippen sind ungleich und nur wenig breiter als die Zwischenräume. Die vom Wirbel ausgehenden Hauptrippen spalten sich zum Teil, andere neue Rippen entstehen auch durch Einschaltung. Die Art der Berippung wechselt bei den verschiedenen Formen. So entstehen bei einer anderen Form die Rippen fast nur durch Einschaltung, und zwar liegt dann ziemlich regelmäßig zwischen zwei Hauptrippen eine Nebenrippe. Ebenso wechselt die Breite der Rippen. Der Schloßrand ist grade, er entspricht der größten Breite der Schale. Teile der Area sind nur selten erhalten. An Steinkernen einzelner Formen sieht man rechts und links vom Wirbel schräg nach unten kurze, gedrungene Zahnplatten verlaufen.

Rhynchonella pleurodon Phillips.

Fig. 4a, 4b.

1836. *Terebratula pleurodon* Phill., Phillips II (1), S. 222, Taf. XII, Fig. 16, 25—30.
1845. » » » M. V. K. II (5), S. 79, Taf. X, Fig. 2.
1854. *Rhynchonella* » » v. Semenow (8), S. 339.

1858/63. *Rhynchonella pleurodon* Phill., Davidson (11), S. 101, Taf. XXIII, Fig. 1—15, 16—22?.
1862. *Atrypa* » » M'Coy (13), S. 155.
1873. *Rhynchonella* » » de Koninck (16), S. 50, Taf. II, Fig. 15.
1874/79. » » » Trautschold (17), S. 84, Taf. X, Fig. 7, 8.
1882. » » » Kayser (24), S. 61, Taf. I, Fig. 5.
1887. » » » de Koninck XIV (20), S. 51, Taf. XV, Fig. 1—23.
1895/96. *Terebratuloïdea* » » Tornquist I (34), S. 129 [507].
1902. *Rhynchonella* cf. » » Drevermann (38), S. 513.
1904. » » » Dathe (40), Erl. zu Bl. Neurode, S. 41.
1909. » » » Sommer (43), S. 630, Taf. XXIX, Fig. 11.
1911. » » » Nebe (44), S. 450, Taf. XII, Fig. 12.

Der Schloßrand ist gebogen, der Wirbel spitz. Der Stirnrand zeigt den typischen Wulst der Dorsalschale und den diesem entsprechenden Sinus auf der Ventralschale. Die hohen, scharfen, gebogenen Falten beginnen alle schon am Wirbel. In der Medianbucht der großen (Ventral-) Klappe liegen drei Falten, auf den Seiten, soweit die Erhaltung eine sichere Zählung zuließ, je fünf. Auf einzelnen Steinkernen sieht man vom Wirbel zu beiden Seiten schräg nach unten verlaufende kurze Zahnstützen. Die Größenverhältnisse sind z. B.: Breite : Höhe = 18:11 oder 15:9.

Chonetes hardrensis Phillips.

Fig. 5.

1841. *Orthis hardrensis* Phill., Phillips (2), S. 138, Taf. LVIII, Fig. 104* a—d (nicht 104), Taf. LX, Fig. 104*.
1847. *Chonetes Laguessiana* de Kon., de Koninck (6), S. 198, Taf. XX, Fig. 6.
1847. » *perlata* M'Coy, de Koninck (6), S. 199, Taf. XX, Fig. 11.
1854. » » » v. Semenow (8), S. 348, Taf. V, Fig. 4.
1854. » *Laguessiana* de Kon., » (8), S. 348, Taf. V, Fig. 7, 10, 13.
1858/63. » *hardrensis* Phill., Davidson (11), S. 186, Taf. XLVII, Fig. 12—18.
1862. *Leptaina* » » M'Coy (13), S. 119.
1862. » *perlata* M'Coy, M'Coy (13), S. 120, Taf. XX, Fig. 9.
1870. *Chonetes hardrensis* Phill., Roemer (15), S. 60 u. 90, Taf. VIII, Fig. 6, 7.
1873. » *Laguessiana* de Kon., de Koninck (16), S. 39, Taf. II, Fig. 2.
1879. » *hardrensis* Phill., Gümbel (21), S. 532.
1882. » *Laguessiana* de Kon., Kayser (24), S. 77, Taf. III, Fig. 17—18.
1892. » » » Dathe (30), S. 83.
1895/96. » *perlata* M'Coy, Tornquist I (34), S. 40 [418].
1899. » *Laguessiana* de Kon., Wolterstorff (37), S. 54, Taf. II, Fig. 17.
1902. » *perlata* M'Coy, Drevermann (38), S. 517.
1909. » *hardrensis* Phill., Sommer (43), S. 623, Taf. XXX, Fig. 10.
1911. » » » Nebe (44), S. 443, Taf. XIII, Fig. 12.

Der allein vorhandene Abdruck einer Ventralklappe zeigt folgende Maße: Breite : Höhe : Schloßrand = 10,5 : 7 : 10. Die Schale ist gewölbt, der Schloßrand gerade, ganz wenig kürzer als der größte Durchmesser. Die Seitenränder stoßen unter einem stumpfen Winkel an den Schloßrand. Der Wirbel ist klein, eine Area nicht zu erkennen. Die Schale ist eng und scharf berippt. Zwischen die vom Wirbel ausgehenden Rippen treten häufig neue, die am Stirnrande die Breite der Hauptrippen haben; diese ist annähernd gleich der der Zwischenräume. Nahe dieser altbekannten Art stehen *Chonetes perlata* M'Coy und *Laguessiana* de Koninck, die von verschiedenen Autoren mit *hardrensis* identifiziert werden, und die sich durch stärkere bezw. durch schwächere, feinere Berippung unterscheiden.

Productus giganteus Martin.

Fig. 6a. 6b.

1836. *Producta gigantea* Martin, Phillips (1), S. 215, Taf. VIII, Fig. 5.
1845. *Productus giganteus* » M. V. K. (5), S. 255, Taf. XVI, Fig. 12, Taf. XVII, Fig. 2.
1847. » » » de Koninck (6), S. 34, Taf. I, Fig. 2, Taf. II, Fig. 1, Taf. III, Fig. 1, Taf. IV, Fig. 1, Taf. XI, Fig. 8.
1854. » » » v. Semenow (8), S. 353.
1858/63. » » » Davidson (11), S. 141, Taf. XXXVII, Fig. 1–4, Taf. XXXVIII, Fig. 1, Taf. XXXIX, Fig. 1—5, Taf. XL, Fig. 1—3.
1862. *Producta gigantea* » M'Coy (13), S. 109.
1870. *Productus giganteus* » Roemer (15), S. 60.
1873. » » » de Koninck (16), S. 17, Taf. I, Fig. 12.
1879. » » » Gümbel (21), S. 532.
1890. » » » Gürich (28), S. 59.
1892. » » » Dathe (30), S. 83, 86.
1895/96. » » » Tornquist I (34), S. 65 [443], Taf. XV, Eig. 1.
1904. » » » Dathe (40), Erl. zu Bl. Rudolfswaldau, S. 44.
» » » Langenbielau, S. 77.
» » » Neurode, S. 41.
1909. » » » Sommer (43), S. 614, Taf. XXVII, Fig. 1, Taf. XXVIII, Fig. 1, Taf. XXX, Fig. 2.

Zahlreiche aber nie vollständige Formen liegen vor. An Größe bleiben sie hinter anderen bekannten Vorkommen zurück. Die Länge des Schloßrandes stellt den längsten Durchmesser

der Schale dar; diese ist gewölbt. An den mittleren Schalenteil setzen sich rechts und links die Ohren an, von diesem durch tiefe Depressionen getrennt. Die ganze Schale ist stark radial berippt. Die Rippen laufen bald gerade, bald wellig und vermehren sich durch Schaltrippen. Neben dieser Berippung treten auf den mittleren Schalenpartieen flache, breite Längswülste auf, die sich auf den Ohren manchmal bis zu einer groben konzentrischen Runzelung steigern können. Hier und da erkennt man noch die Ansätze der Hohlstacheln. Die tieferen Schalenlagen waren mit dicht gedrängten Poren versehen, eine Erscheinung, die von verschiedenen Autoren schon erwähnt und abgebildet worden ist (so de Koninck (6), Taf. I, Fig. 2d, Taf. XI, Fig. 8. Derselbe (16), Taf. I, Fig. 12b. Parkinson (39), S. 349, Textfigur 3).

Productus striatus Fischer.

Fig. 7.

1845. *Productus striatus* Fischer, M. V. K. (5), S. 254, Taf. XVII, Fig. 1.
1847. » » » de Koninck (6), S. 30, Taf. I, Fig. 1.
1854. » » » v. Semenow (8), S. 354.
1870. » » » Roemer (15), S. 59.

Nur ein nicht ganz erhaltenes Exemplar möchte ich hierher stellen. Es besitzt eine ansehnliche Größe; die größte Breite, die sich messen ließ, betrug 80 mm. Die Wölbung der Schale ist unbedeutend, der Wirbel spitz. Die schlecht erhaltenen Ohren scheinen nur klein gewesen zu sein. Der Schloßrand ist kurz; nach dem Stirnrande zu nimmt die Schale an Breite immer mehr zu. Zahlreiche Rippen bedecken die Schale; sie verlaufen gerade vom Wirbel nach unten, häufig schalten sich neue ein. Auch bei dieser Art scheint die tiefere Schalenlage perforiert gewesen zu sein.

Productus semireticulatus Martin.

Fig. 8a, 8b.

1836. *Producta antiquata* Sow., Phillips (1), S. 213, Taf. VII, Fig. 3.
1845. *Productus semireticulatus* Martin, M. V. K. (5), S. 262, Taf. XVI, Fig. 1, Taf. XVIII, Fig. 10.
1847. » » » de Koninck (6), S. 83, Taf. VIII, Fig. 1, Taf. IX, Taf. X, Fig. 1.
1854. » » » v. Semenow (8), S. 356.

1858/63. *Productus semireticulatus* Martin, Davidson (11), S. 149, Taf. XLIII, Taf. XLIV, Fig. 1—4.
1862. *Producta antiquata* Sow., M'Coy (13), S. 106.
1870. *Productus semireticulatus* Martin, Roemer (15), S. 59 u. 90.
1873. » » » de Koninck (16), S. 22.
1874/79. » » » Trautschold (17), S. 56, Taf. V, Fig. 3.
1890. » » » Gürich (28), S. 59.
1892. » » » Dathe (30), S. 86.
1893. » » » Koch (32), S. 295.
1895/96. » » » Tornquist I (34), S. 60 [438], Taf. XIV, Fig. 10, 12.
1904. » » » Dathe (40), Erl. zu Bl. Neurode, S. 38.
1909. » » » Sommer (43), S. 617, Taf. XXVII, Fig. 4, Taf. XIX, Fig. 2, 2a
1911. » » » Nebe (44), S. 438, Taf. XIII, Fig. 2.

Diese und die nächste *Productus*-Art kommen bei Gaablau am häufigsten vor. Folgendes sind die Durchschnittsmaße: Breite : Höhe : Schloßrand = 40 : 21 : 36. Die Ventralschale ist mäßig gewölbt, ein Sinus meist nur undeutlich entwickelt. Die Ohren sind flach und nicht besonders deutlich vom medianen Schalenteil abgesetzt. Die ganze Schale ist berippt, die Rippen sind scharf und vermehren sich unregelmäßig durch Gabelung; die Zwischenräume sind breiter als die Rippen. Im oberen Teile werden diese durch konzentrische Falten gekreuzt, vor allem scharf auf den Ohren, wo sie die radiale Berippung an Schärfe übertreffen. Es entsteht so eine perlschnurartige Verzierung. Der untere, nur radiale Teil der Ventralklappe ist gegen den oberen nach der Dorsalschale zu fast rechtwinklig eingebogen. An dieser Biegungsstelle ist die Schale oft in zwei Teile gebrochen (siehe bei Davidson (11), Taf. XLIII, Fig. 10). Auf den Seiten der Schale und auf den Ohren sind zahlreiche Stachelansätze, auf dem medianen Teile nur wenige. Die Dorsalschale ist flach, in ihrer Verzierung gleich der Ventralschale. Ihr Schloßfortsatz ist dreiteilig, im Innern besitzt sie ein langes, schmales Medianseptum.

Productus fimbriatus Sow.

Fig. 9a, 9b.

1836. *Producta fimbriata* Sow., Phillips (1), S. 215, Taf. VIII, Fig. 11, 12, 13?, 16?.
1845. *Productus fimbriatus* Sow., M. V. K. (5), S. 388 (nur im Register).
1847. » » » de Koninck (6), S. 127, Taf. XII, Fig. 3.

1854. *Productus fimbriatus* Sow., v. Semenow (8), S. 359.
1858/63. » » » Davidson V (11), S. 171, Taf. XXXIII, Fig. 12—15, Taf. XLIV, Fig. 18, nicht 15.
1862. *Producta fimbriata* » M'Coy (13), S. 108.
1873. *Productus fimbriatus* » de Koninck (16), S. 32, Taf. I, Fig. 18.
1909. » » » Sommer (43), S. 621, Taf. XXX, Fig. 9.

Die Ventralschale ist gewölbt, ohne Sinus, der Wirbel eingekrümmt und über den Schloßrand stark überragend. Die scharf von dem mittleren Schalenteil abgesetzten Ohren sind sehr klein. Die Oberfläche der Schale ist mit etwa neun konzentrischen, breiten, in der Mitte scharfen Bändern verziert; auf jedem von diesen sitzen in einer Reihe längliche Tuberkeln, von denen die langen Stacheln ausgingen. Das Innere der Ventralschale ist unbekannt. Ihre Maße sind im Durchschnitt folgende: Höhe: größter Breite = 9 : 11 oder 15 : 18.

Die Dorsalschale ist flach oder konkav und besitzt die Oberflächenverzierungen der Ventralschale. Die Ohren sind klein und wenig von der medianen Schalenpartie abgehoben. Das Innere der Dorsalschale zeigt zunächst ein schmales Medianseptum, dessen Länge ein Drittel der Höhe der Schale besitzt. Zu beiden Seiten schräg nach unten verlaufen birnenförmige, gedrungene Muskeleindrücke, die kürzer als das Septum sind. Die Maße der Dorsalschale sind folgende: Höhe: größter Breite: Schloßrand = 11 : 11 : 9.

Sehr nahe dieser Form steht *Productus Buchianus* de Kon. Er unterscheidet sich von *fimbriatus* vor allem durch die zahlreicheren Bänder und durch das Fehlen dieser auf dem Steinkern (im Innern). Ob der von de Koninck (16), Taf. I, Fig. 17 abgebildete *Productus Buchianus* wirklich ein solcher ist, scheint mir fraglich. Er besitzt zwar mehr Bänder als *fimbriatus*, zeigt diese aber auch auf dem Steinkern sehr scharf. Die auf Fig. 17 abgebildeten inneren Verhältnisse passen aufs beste zu *fimbriatus*.

Edmondia rudis M'Coy.

Fig. 10.

1854. *Edmondia rudis* M'Coy. M'Coy [1]).
1885. » *rugata* de Kon., de Koninck XI (20), S. 31, Taf. XI, Fig. 1 u. 2.

[1]) Contributions to British Palaeontologie. S. 259.

1896/1900. *Edmondia rudis* M'Coy, Hind I (35), S. 302, Taf. XXVIII, Fig. 8—14.
1906. » » » Frech (41), S. 121, Taf. VII, Fig. 2a.

Der Schloßrand ist lang und gerade, die Schale gewölbt und rund. Der Wirbel liegt wenig nach vorn und ist deutlich erhoben, so daß die Partieen der Schale neben ihm tiefer liegen. Die Oberfläche ist mit zahlreichen konzentrischen, feinen und weniger feinen Streifen versehen. Folgendes sind die Maße zweier Formen: Breite : Höhe = 14 : 10 oder 19 : 16. Frech (41) beschreibt aus Ungarn eine *Edmondia* cf. *anodonta* und erwähnt ihre Ähnlichkeit mit *rudis* M'Coy. Letztere erwähnt er hierbei von Rotwaltersdorf in Nieder-Schlesien.

Edmondia sulcata Phill.

Fig. 11.

1836. *Sanguinolaria sulcata* Phillips, Phillips (1), S. 209, Taf. V, Fig. 5.
1845. *Cardiomorpha* » » M. V. K. II (5), S. 303, Taf. XX, Fig. 2.
1862. *Sanguinolites sulcatus* » M'Coy (13), S. 50.
1873. *Edmondia sulcata* » de Koninck (16), S. 69.
1895/96. » » » Tornquist II (34), S. 142 [676], Taf. XIX, Fig. 2, 3.
1896/1900. » » » Hind I (35), S. 318, Taf. XXXIII, Fig. 15; Taf. XXXIV, Fig. 3, 5, 6, 6a; Taf. XXXV, Fig. 5 u. 11.

Zwei wenig gut erhaltene Schalen stelle ich zu dieser Art. Sie sind groß und langgestreckt (Länge : Höhe = 35 : 20 mm). Der Schloßrand ist unvollständig, der Stirnrand fast gerade. Die Schale ist mit zahlreichen groben, breiten, konzentrischen Lamellen versehen, die fein gestreift sind.

Die von Hind gegebenen Abbildungen passen bis auf die Größe recht gut. Ob die von Tornquist hierher gestellten Arten auch wirklich hierher gehören, scheint, wie auch Hind betont, fraglich.

Edmondia? selecta de Koninck.

Fig. 12.

1885. *Edmondia? selecta* de Kon., de Koninck XI (20), S. 46, Taf. XI, Fig. 47, 48.

Verschiedene Steinkerne und Abdrücke waren der Untersuchung zugänglich, die sich aber nur auf äußere Merkmale be-

schränken mußte. Breite : Höhe = 13 : 7. Die Formen sind wenig gewölbt. Der Schloßrand ist lang, die Seitenränder gerundet; sie stoßen scharf an den Schloßrand. Der Wirbel ist weit vorn gelegen und flach. Die Oberfläche ist mit einigen breiten konzentrischen Streifen versehen, die wieder fein gestreift sind. Diese Streifung ist vor allem am Vorderrande klar zu sehen.

Leiopteria cf. hirundo de Kon.

Fig. 13.

1885. *Leiopteria hirundo* de Kon, de Koninck XI (20), S. 188, Taf. XXX, Fig. 1 u. 2.
1892. » sp. cf. *hirundo* de Kon., Dathe (30), S. 86.
1895/96. *Avicula (Leiopteria) hirundo* de Kon., Tornquist II (34), S. 13 [547], Taf. XVII, Fig. 4.
1901/05. *Leiopteria hirundo* de Kon., Hind II (35), S. 13, Taf. III, Fig. 1.
1909. *Avicula (Leiopteria) hirundo* de Kon., Sommer (43), S. 635, Taf. XXVII, Fig. 11.

Der einzige, ziemlich gut erhaltene Abdruck einer linken Schale zeigt folgendes: Die Klappe ist konvex und stark nach hinten verlängert; der stumpfe Wirbel liegt weit vorn. Der Schloßrand bildet mit dem Vorderrand einen Winkel von 45°. Unterhalb des hinteren Endes des Schloßrandes biegt dieser in den fast geraden Stirnrand scharf um. Stirnrand und Hinterrand stoßen ziemlich spitz zusammen. Die Schale (ohne Ohren) ist am Wirbel schmal, nach hinten zu verbreitert sie sich immer mehr, um am hinteren Ende wieder etwas schmäler zu werden. Das vordere Ohr ist sehr klein und scharf von dem mittleren Schalenteil abgesetzt. Das hintere, ebenfalls sehr scharf abgesetzte Ohr ist ungefähr halb so lang als die ganze Schale. Die Höhe der Schale beträgt etwa ein Drittel der Länge. Folgendes sind die Maße: Länge : Schloßrand : Höhe = 30 : 16 : 11.

Nahe *L. hirundo* steht *lunulata* Phillips (1), S. 211, Taf. VI, Fig. 12. Von ihr unterscheidet sich die Gaablauer Art durch die geringere Höhe, die bei *lunulata* mehr als die Hälfte der Schalenlänge beträgt. Von *hirundo* de Kon. weicht vorliegende Art durch das zu kurze hintere Ohr ab, welches bei jener nur wenig kürzer als die Gesamtlänge der Schale ist. Die beschriebene Form

steht ungefähr zwischen *lunulata* Ph. und *hirundo* de Kon., zeigt aber mehr Anklänge an letztere.

Leiopteria laminosa Phill.

Fig. 14.

1836. *Gervillia laminosa* Phill., Phillips II (1), S. 212, Taf. VI, Fig. 10.
1862. *Avicula* » » , M'Coy (13), S. 84.
1885. *? Leiopteria* » » , de Koninck XI (20), S. 190, Taf. XXX, Fig. 6.
1895/96. *Avicula (Leiopteria) laminosa* Phill., Tornquist II (31), S. 15 [549], Taf. XVII, Fig. 5 u. 6.
1901/05. *Leiopteria laminosa* Phill., Hind II (35), S. 14, Taf. III, Fig. 4—9; Taf. IV, Fig. 6.

Nur ein Steinkern liegt vor. Die mittlere Schalenpartie ist vor allem am Wirbel sehr stark gewölbt. Nach hinten und unten zu nimmt sie schnell an Breite zu und wird flacher. Das vordere Ohr ist stark von der Schale abgesetzt; es ist im Vergleich mit dem entsprechenden Ohr der vorher beschriebenen Art im Verhältnis zur Gesamtlänge beider Formen groß zu nennen. Das hintere Ohr ist ebenfalls deutlich abgesetzt, flach und schmal. Sein oberer und sein schwach konkaver Hinterrand stoßen spitz aneinander. Die Maße sind folgende: Länge : Höhe : Schloßrand = 13 : 8 : 10 mm.

Sanguinolites fabalis de Ryckholt.

Fig. 16.

1885. *Sanguinolites fabalis* de Ryckh., de Koninck XI (20), S. 67, Taf. XV, Fig. 35; Taf. XVII, Fig. 13—15.

Die Schale ist gewölbt, vorn und hinten gerundet; hinten ist sie höher als vorn. Der Wirbel ist stumpf. Von ihm zieht nach hinten und unten ein nach unten undeutlich werdender scharfer Kiel, der von dem medianen Schalenteil einen flachen oberen abtrennt. Der Schloßrand ist gerade, der Stirnrand konvex; ihm parallel verlaufen konzentrische Wachstumsstreifen. Länge : Höhe = 7 : 4,5 mm.

?Macrodus (Parallelodon) meridionalis de Kon.

Fig. 17.

1885. *Parallelodon meridionalis* de Kon., de Koninck XI (20), S. 158, Taf. XXIV, Fig. 7—13; Taf. XXV, Fig. 41—42; Taf. XXVI, Fig. 6 u. 15.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Der allein vorhandene Abdruck einer linken Klappe ist fast dreimal so lang als hoch. Der mittlere Schalenteil ist gewölbt, nach hinten und unten verschmälert er sich. Der Wirbel ist dick und gewölbt und überragt den Schloßrand; dieser ist lang und gerade. Das vordere Ohr ist klein und dreieckig, durch eine tiefe Depression von der Schale abgesetzt. Das hintere Ohr ist gleichfalls scharf und tief abgehoben. Es beginnt schmal am Wirbel und verbreitert sich immer mehr nach hinten. Sein Hinterrand ist schwach S-förmig. Ihm parallel verlaufen feine, undeutliche, konzentrische Wachstumsstreifen. Parallel und auf der Depression, mit der sich das hintere Ohr von dem medianen Schalenteile absetzt, zeigen sich auf dem Abdruck schwache, radiale Rippchen. Länge : Höhe : Schloßrand = 21 : 7,5 : 17,5 mm.

Mytilomorpha (Sanguinolites) cf. rhombea Phill. sp., Hind nov. gen.

Fig. 15.

1836. *Cypricardia rhombea* Phill., Phillips II (1), S. 209, Taf. V, Fig. 10.
1845. » » » , M. V. K. II (5), S. 304, Taf. XIX, Fig. 15.
1862. » » » , M'Coy (13), S. 61.
1885. *Sanguinolites rhombeus* » , de Koninck XI (20), S. 68, Taf. XV, Fig. 28.
1896/1900. *Mytilomorpha rhombea* » , Hind I (35), S. 340, Taf. XXXVIII, Fig. 6—11.

Einige sehr kleine Formen liegen als Abdruck und Steinkern vor. Sie sind langgestreckt, hinten breiter als vorn. Schloß- und Stirnrand sind gerade, der Hinterrand ist konvex. Der Wirbel ist stumpf und ganz vorn gelegen. Das typische Merkmal der Art ist die stumpf geknickte Schale. Der Knick gibt sich durch einen scharfen, vom Wirbel schräg nach unten und hinten verlaufenden Kiel zu erkennen, der die Schale in zwei Teile trennt. Im oberen, breiteren, flachen Teil sieht man vom Wirbel zwei schwache Falten oder Rippchen undeutlich nach hinten verlaufen. Der Abdruck einer Schale zeigt außerdem in diesem oberen Teile in Reihen geordnete, eng stehende Poren. Parallel dem Hinter- und Stirnrande verlaufen konzentrische Wachstumsstreifen. Durch die Knickung schließt sich die Form an *Mytilomorpha rhombea* an, durch die vom Wirbel ausgehenden Rippchen an *Sanguinolites*

tricostatus Portlock (Hind I (35), S. 391, Taf. XLII, Fig. 11—15 und Tornquist II (34), S. 125 [659], Taf. XIX, Fig. 17, durch diese und die Granulation an *Sanguinolites striato-granulatus* Hind sp. nov., (Hind I (35), S. 393, Taf. XLII, Fig. 16–22).

Aviculopecten decussatus M'Coy.

Fig. 18 und 18a.

1862. *Lima decussata* M'Coy, M'Coy (13), S. 87, Taf. XV, Fig. 3.
1901/05. *Aviculopecten decussatus* M'Coy, Hind II (35), S. 79, Taf. XVIII, Fig. 19, 20.

Der Abdruck der allein vorhandenen linken Schale besitzt folgende Maße: Höhe : Breite : Schloßrand = 14 : 10 : 6,5 mm. Die Klappe ist lang oval und lebhaft gewölbt, der Wirbel spitz. Ihr Unterrand ist konvex, ihr Schloßrand kurz. Beide Ohren sind durch tiefen Abfall von dem mittleren Schalenteile abgesetzt. Das vordere unvollständig erhaltene Ohr ist klein und annähernd dreieckig. Das ebenfalls unvollständige hintere Ohr erscheint als längliche, schmale Leiste entlang dem oberen Teile des Hinterrandes der Schale. Diese ist mit radialen Rippen von zweierlei Breite eng verziert. Die breiteren Rippen (mindestens 20) beginnen am Wirbel und sind am Stirnrande wenigstens so breit als die Zwischenräume zwischen je zwei von ihnen. Die schmäleren Rippen beginnen bald unter dem Wirbel als Neueinschaltungen. Ihre Zahl ist geringer als die der breiteren, und ihre Anordnung zwischen diesen unregelmäßig. Eine konzentrische Streifung wurde nicht beobachtet.

Das kleinere, vordere, gedrungenere Ohr hat 7 Rippen, die so breit als die Zwischenräume sind. Ferner laufen über das Ohr enge, wellig geschlungene, konzentrische Wachstumsstreifen, deren Sättel in den Zwischenräumen liegen. Das hintere Ohr besitzt etwa 9 ungleich große, radiale Rippen und eine feine, enge, nach außen schwach konkave Streifung.

Die von Hind (35) gegebenen Abbildungen passen im großen ganzen zu der eben beschriebenen Form. Diese zeigt die Berippung auf der ganzen Schale, während sie Hind nur auf den Seiten und dem unteren Teile der Schale angibt.

Aviculopecten cf. semicostatus Portlock.

Fig. 19.

1836. *Pecten plicatus* Sow., Phillips II (1), S. 212, Taf. VI, Fig. 21.
1862. *Pecten flexuosus* M'Coy, M'Coy (13), S. 93, Taf. XVIII, Fig. 1.
1901/05. *Aviculopecten semicostatus* Portlock, Hind II (35), S. 69, Taf. XIII, Fig. 9—15.

Nur die linke Schale eines Individuums liegt im Steinkern und Abdruck vor. Höhe : Länge : Schloßrand = 12 : 12 : 9 mm.

Die Schale ist fast kreisrund, schwach gewölbt, der Wirbel spitz, wenig nach vorn gelegen. Das vordere Ohr ist scharf von der Schale abgesetzt, lang dreieckig, vorn schwach gebogen; es stößt unter einem wenig stumpfen Winkel an den Vorderrand der Schale. Das hintere Ohr geht ganz allmählich aus dem mittleren Schalenteile hervor. Sein äußerer Rand ist nur schwach konkav und setzt sich sofort in den Hinterrand der Schale fort. 35—40 Rippen von gleicher Breite zählt man am Unterrande des mittleren Schalenteiles. Sie sind gerundet, stehen eng zusammen und sind mindestens dreimal so breit als die Zwischenräume. Auf dem Abdruck der Schale scheint es, als ob die schmalen Zwischenräume hier und da noch eine ganz feine Rippe tragen. Ungefähr die Hälfte der breiten Rippen beginnt am Wirbel; die andere entsteht nicht viel unter dem Wirbel durch Einschaltung und erlangt sehr bald die Breite der ersteren. Abgesehen von ein paar undeutlichen Wachstumsstreifen läßt sich nur andeutungsweise im oberen Teile der Schale eine enge, feine, konzentrische Streifung wahrnehmen.

Das vordere Ohr besitzt fünf gleiche, feine Rippen, die durch breite Zwischenräume getrennt werden. Eine ganz feine, sehr enge konzentrische Streifung sieht man parallel dem äußeren konvexen Rande in den Zwischenräumen. Auf dem hinteren Ohr sind Vertiefungen nicht zu erkennen.

Abgesehen von der zu geringen Größe der vorliegenden Form stimmen Beschreibung und Abbildung bei Hind gut überein. Das hintere Ohr der beschriebenen Form weist im Gegensatze zu der Hind'schen Form weder scharfe konzentrische Furchen parallel dem Rande noch Rippen auf, deren Fehlen aber wohl auf die mangelhafte Erhaltung zurückzuführen ist.

Aviculopecten Bouei de Verneuil.

Fig. 20.

1836. *Pecten interstitialis* Phill., Phillips II (1), S. 212, Taf. VI, Fig. 24.
1845. » *Bouei* de Verneuil, M. V. K. II (5), S. 326, Taf. XXI, Fig. 6.
1845. » *Kokcharofi* de Verneuil, M. V. K. II (5), S. 326, Taf. XX, Fig. 16.
1862. » *interstitialis* Phillips, M'Coy (13), S. 95.
1862. » *segregatus* M'Coy, M'Coy (13), S. 99, Taf. XVII, Fig. 3.
1874/79. » » M'Coy, Trautschold (17), S. 46.
1885. *Limatulina selecta* de Kon., de Koninck XI (20), S. 244, Taf. XXXVI, Fig. 1—5.
1885. *Aviculopecten Bouei* de Verneuil, de Koninck XI (20), S. 220, Taf. XXXV, Fig. 8—9.
1901/05. *Aviculopecten interstitialis* Phill., Hind II (35), S. 94, Taf. XIV Fig. 16—21.

Ein nur mangelhaft erhaltenes Individuum liegt vor. Höhe: Breite : Schloß = 25 : 20 : ?

Die Form ist hoch. Die Seitenränder stoßen unter einem spitzen Winkel am Wirbel zusammen. Die Ohren sind tief von der Schale abgesetzt. Der Steinkern zeigt 4 dicke Rippen. Zwischen je 2 von diesen sitzen auf dem zertrümmerten Abdruck der Schale 5—6 scharfe Rippen, die meist schmäler sind als die Zwischenräume. Die Erhaltung der Ohren ist zu mangelhaft, um Einzelheiten erkennen zu lassen.

Am besten paßt die Form zu der Beschreibung und Abbildung von *Pecten Bouei* bei de Verneuil. Nahe steht ihr *P. Kokcharofi* de Vern. und *Limatulina selecta* de Kon. Von Hind und Trautschold wird *Av. Bouei* des weiteren identifiziert mit *Pecten segregatus* M'Coy, von ersterem auch mit *interstitialis* Phillips.

Aviculopecten subfimbriatus de Verneuil.

Fig. 21 und 21a.

1845. *Pecten subfimbriatus* de Vern., M. V. K (5), S. 327, Taf. XXI, Fig. 5.
1873. *Aviculopecten subfimbriatus* de Vern., de Koninck (16), S. 91, Taf. III, Fig. 25.
1901/05 » » » Hind II (35), S. 70, Taf. XIII, Fig. 1—8.
1909. » » » Sommer (43), S. 634, Taf. XXVIII, Fig. 3.
1911. » *dissimilis* Flem., Nebe (44), S. 453, Taf. XIV, Fig. 4.

Von dieser Art waren nur ein beschädigter Abdruck einer linken Schale und zwei weitere Bruchstücke der Beobachtung zugänglich.

Höhe : Länge : Schloßrand = 18 : 16? : 12? mm.

Die Schale ist wenig konvex, der Vorderrand fast grade, der Unterrand und Hinterrand waren abgebrochen. Beide Ohren sind deutlich von der Schale abgesetzt. Das Vorderohr ist wohl lang dreieckig; sein Außenrand stößt unter einem etwas größeren als einem rechten Winkel an den Vorderrand. Das Hinterohr ist nach außen konkav, flacher und ausgezogener als das vordere.

Das typische Merkmal der Art ist die Verzierung der Schale. Ungefähr 50—60 scharfe Rippen enden am Stirnrande. Sie sind alle fast gleich breit und breiter als die Zwischenräume zwischen ihnen. Von diesen Rippen beginnen nur ungefähr 15 sofort am Wirbel, die anderen schalten sich in verschiedenen Abständen vom Wirbel ein, aber stets in der oberen Hälfte der Schale. Die ganze Schale ist außerdem mit einer sehr scharfen, engen, konzentrischen Berippung versehen, die wellig verläuft in der Weise, daß die Wellenberge gerundet auf den Rippen liegen, die Wellentäler dagegen zugespitzt in den schmalen Zwischenräumen. Das unvollständige vordere Ohr hat einige sehr feine, weit auseinander stehende radiale Rippen, die von engstehenden, scharfen, etwas gewellten konzentrischen Leistchen gekreuzt werden. Das hintere Ohr trägt 5 feine, sehr schmale Rippen, die viel schmäler als die trennenden Zwischenräume sind. Die konzentrische Verzierung ist die gleiche wie beim vorderen Ohr.

Die Skulptur der Ohren ist nicht so scharf wie die der mittleren Schalenpartie.

Nahe verwandt dieser Form ist *Av. zic-zac* Tornquist (34), S. 54 [588], Taf. XVIII, Fig. 15 aus dem Untercarbon der Vogesen. Hind II (35), S. 70, Taf. XIII, Fig. 1—8 indentifiziert *Av. subfimbriatus* mit *Pecten dissimilis* Flem. Nach Abbildung und Beschreibung dieser Art scheint mir diese Identifizierung aber doch fraglich zu sein.

Aviculopecten cf. planoclathratus M'Coy.

Fig. 22 und 22a.

1862. *Pecten planoclathratus* M'Coy, M'Coy (13), S. 98, Taf. XVI, Fig. 2.
1901/05. *Aviculopecten planoclathratus* M'Coy, Hind II (35), S. 91, Taf. XV, Fig. 8—12.

Zu dieser Spezies habe ich zahlreiche Formen gestellt, die z. T. in Form und Skulptur etwas variieren, immerhin aber soviel gemeinsame Merkmale aufweisen, daß eine Zusammenfassung mir gerechtfertigt erschien.

Die Erhaltung der Stücke ließ zu wünschen übrig, nur eine kleine Form (Fig. 22a) war scharf erhalten.

Der Umriß ist fast kreisrund, die Schalen flach. Der Wirbel liegt zentrisch. Das vordere Ohr ist scharf und schroff von der Schale abgesetzt. Es ist klein, sein Vorderrand schwach konvex; unter dem Ohre befindet sich ein Ausschnitt für den Byssus. Das hintere Ohr ist in den meisten Fällen abgebrochen. Bei einem Individuum erscheint es als schmale, glatte Fläche, die sich von der mittleren Schalenpartie gut abhebt, und deren äußerer Rand etwas konkav eingebogen ist. Das hintere Ohr der schon oben erwähnten kleinen, aber gut erhaltenen Form (Fig. 22a) ist langgestreckt, vom mittleren Schalenteile gut abgehoben. Auf ihm verlaufen parallel dem äußeren, nur wenig konkaven Rande sehr engstehende konzentrische Zuwachsstreifen, ferner zahlreiche scharfe, schmale Rippen, die durch viel breitere flachere Zwischenräume getrennt werden.

Die mittlere Schalenpartie ist mit breiten konzentrischen Anwachsstreifen verziert, die durch seichte Furchen getrennt werden. Außerdem zeigen Abdrücke unter dem Wirbel feine, radiale, weit voneinander stehende Rippen, die nach dem Stirnrande zu meist gänzlich verschwinden.

Das vordere Ohr trägt ungefähr 5 Rippen, deren Abstand voneinander verschieden ist. Parallel dem äußeren konvexen Rande gehen engstehende, konzentrische, feine, scharfe Leistchen.

Die Maße der besterhaltenen, allerdings kleinen Form (Fig. 22a) sind:

Höhe : Länge : Schloßrand = 5 : 4 : 6 mm.

Nur mit Vorbehalt stelle ich diese Form zu *Av. planoclathratus*. Es ist jedenfalls die Art, die noch am besten mit vorliegender übereinstimmt. Nahe stehen *Av.? vicinus* de Kon. XI (20), S. 237, Taf. XXXIX, Fig. 21, der aber keine radialen Rippen besitzt, ferner *Av. anisotus* Phill. (1) S. 212, Taf. VI, Fig. 22, bei dem die konzentrische Verzierung zurücktritt. Mit dieser Form wird von Hind II (35) *Pecten sibericus* de Verneuil II (5), S. 329, Taf. XXI, Fig. 7 vereinigt. Ähnlichkeit zeigt sich ferner mit *Av. concentricostriatus* M'Coy (13), S. 91, Taf. XIV, Fig. 5; doch ist die Art der konzentrischen Berippung hier anders. Tornquist (34) weist auf die Ähnlichkeit von *Av. concentricostriatus* mit *Av. orbiculatus* M'Coy (13), S. 97, Taf. XIV, Fig. 8 hin und vergleicht diesen mit *Av. vicinus* (siehe oben).

Aviculopecten tenuiclathratus nov. sp.

Fig. 23 und 23a.

Zwei Abdrücke der äußeren Schale liegen vor.

Höhe : Länge : Schloßrand = 6,5 : 6 : 5,5 bezw. 6 : 6 : 4 mm.

Die Schale ist wenig gewölbt. Die oberen Partieen des Vorder- und Hinterrandes sind fast gerade und stoßen unter einem rechten Winkel am Wirbel zusammen. Beide Ohren heben sich klar vom mittleren Schalenteil ab. Insonderheit ist das größere, vordere durch einen tiefen Abfall von diesem getrennt. Dieser innere Rand des Ohres nach der Schale zieht sich schräg nach unten und vorn und biegt gerundet in den Unterrand ein. Das Ohr hat dreieckige Form, sein Außenrand ist fast gerade. Das hintere Ohr ist sehr klein, es hebt sich deutlich, aber ohne auffallenden Abfall von der Schale ab und bildet eigentlich nur einen abgeflachten Teil von ihr. Es ist schmal nach unten gezogen, sein Außenrand ganz schwach konkav; er geht ohne Biegung in den Unterrand über. Die Schale ist recht fein verziert. Zahlreiche sehr dünne Rippen, die viel schmäler als die Zwischenräume zwischen ihnen sind, strahlen vom Wirbel aus, hier und da schieben sich noch feinere ein, die in der unteren Hälfte der Schale anfangen. Parallel dem stark gebogenen Unterrande ver-

laufen sehr enge und sehr feine konzentrische Riefen, die das Mittelfeld in ganz kleine Felder zerlegen. Das vordere Ohr hat ungefähr neun scharfe, feine, radiale Rippen, die viel schmäler als die trennenden Zwischenräume sind. Parallel dem Außenrande laufen sehr feine, enge, konzentrische Riefen. Das hintere, sehr kleine Ohr zeigt 2? äußerst feine, radiale Rippen, die weit auseinander stehen und von sehr zarten, sehr engstehenden, parallel dem Außenrande verlaufenden konzentrischen Linien gekreuzt werden. Die eben geschilderten Verhältnisse sind nur unter dem Mikroskope genauer zu erkennen.

Von *Aviculopecten planoclathratus* M'Coy (Hind S. 91, Taf. XV, Fig. 8—12) unterscheidet sich die beschriebene Art folgendermaßen: Jener ist konvex, die radialen und konzentrischen Verzierungen sollen gleich stark sein, die Struktur der Ohren soll nur sehr undeutlich hervortreten. Ebenso weicht die Form des vorderen Ohres ab. *Aviculopecten tenuiclathratus* besitzt zu scharfe Rippen, abweichende Ohren und eine zu starke Konvexität der Schale, um mit der erwähnten Art identifiziert werden zu können.

Verwandt dürfte *Aviculopecten Barrandianus* de Kon. sein (siehe Tornquist S. 41 [575], Taf. XVIII, Fig. 5 und 6, ferner de Koninck Bleiberg S. 87, Taf. III, Fig. 21). Nur sind hier die konzentrischen Streifen stärker als die radialen, die linke Schale ist stark gewölbt, das hintere Ohr viel zu groß. Die Rippen sollen in zwei Ausbildungsformen vorkommen. Dagegen stimmt die Größe der Individuen und die Ohrenskulptur.

Aviculopecten trifidecostatus nov. sp.

Fig. 24.

Ein unvollständiger Abdruck der äußeren linken Schale.

Höhe : Länge : Schloßrand = 8? : 9? : 9 mm.

Die Schale ist gewölbt, der Wirbel spitz, nach vorne zu gelegen. Der vordere und hintere Rand des mittleren Schalenteiles stoßen unter einem fast rechten Winkel am Wirbel zusammen. Der Hinterrand zieht sich von diesem ganz gerade schräg nach unten, der Vorderrand ist ganz unmerklich nach außen konkav und geht bald gebogen in den zerbrochenen Unterrand über. Beide

Ohren, besonders das vordere, sind scharf von dem mittleren Schalenteile abgesetzt. Das vordere, viel kleinere Ohr ist von dreieckiger Gestalt, sein Außenrand scheint nach außen konvex zu sein. Das hintere Ohr ist lang ausgezogen, sein äußerer Rand schwach konkav; er stößt unter einem rechten Winkel an den geraden Hinterrand des mittleren Schalenteiles. Die große Schale ist mit dünnen Rippen deutlich verziert; sie treten in drei verschiedenen Ausbildungen auf. Vom Wirbel gehen zunächst 15 Hauptrippen aus, zwischen die sich bald unter dem Wirbel oder auch weiter nach unten gegen elf neuere dünnere einschalten. Am untersten Schalenteile erscheinen endlich noch unregelmäßig verteilt fünf kurze Rippen. Die Zwischenräume zwischen je zwei Hauptrippen sind stets breiter, oft drei bis viermal so breit als diese. Die Schale ist ferner mit sehr feinen, gewellten, konzentrischen Anwachslinien versehen, deren Sättel in den Zwischenräumen zwischen den Rippen liegen.

Das vordere kleinere Ohr hat nächst dem oberen Rande vier gleiche scharfe Rippen, die durch größere Zwischenräume getrennt werden. An die vier Rippen legt sich eine breitere Fläche, die in ihrem unteren Teile eine sehr feine Rippe trägt und von einer schärferen, vom Wirbel ausgehenden Rippe begrenzt wird. Das sich an diese anschließende breite Feld wird von einer feinen Rippe halbiert. Alle Rippen sind nach innen schwach konkav. Das ganze Ohr wird von sehr feinen, engstehenden konzentrischen gewellten Anwachslinien, deren Sättel in den Zwischenräumen zwischen den einzelnen Rippen liegen, überzogen. Das größere hintere Ohr trägt fünf scharfe, feine Rippen von gleicher Beschaffenheit, die durch breite Zwischenräume geschieden werden. Auch dieses Ohr überziehen sehr feine und sehr engstehende konzentrische Wachstumslinien, die außen konkav sind. Die eigenartige Skulptur der Schale wie die Ausbildung und Verzierung der Ohren sind typische Merkmale für diese Form. Ihr nahestehende Arten konnte ich unter den bereits aus dem Carbon bekannten nicht auffinden.

Aviculopecten gaablauensis nov. sp.

Fig. 25.

Gefunden zwei linke Schalen, je Platte und Gegenplatte.

Höhe : Länge : Schloßrand = 24 : 21 : 16 mm.

Die Form ist länglich, wenig nach hinten verlängert, schwach gewölbt. Der Wirbel ist spitz und überragt etwas den Schloßrand. Der Unterrand ist stark gebogen. Das hintere Ohr ist flach, von dem mittleren Schalenteile nur durch geringen Abfall abgehoben. Der unten gerundete Hinterrand der Schale biegt sich nach dem Ohre zu nur wenig konkav ein, so daß der Absatz des Ohres von dem mittleren Schalenteile gut aber nicht auffallend angezeigt ist. Das vordere Ohr ist durch tiefen Abfall von der mittleren Schale abgesetzt. Die abtrennende Furche ist ganz schwach nach außen konkav und stößt unter einem schwach stumpfen Winkel an den unteren Teil des Vorderrandes. Das vordere Ohr ist groß, nach außen gerundet. Sein äußerer Rand stößt unter einem rechten Winkel an den Vorderrand der Schale.

Die ganze Schale ist mit radialen Rippen verziert. Diese sind auf dem mittleren Schalenteil in zweierlei Größe vorhanden. Es überwiegen vom Wirbel ausstrahlende, flachgerundete Rippen, 27, die am unteren Schalenrande stets breiter, oft dreimal so breit als die trennenden Zwischenräume sind. Am Ende des ersten Drittels der mittleren Schale beginnt recht oft eine nochmalige Teilung der Zwischenräume durch neue Rippen, ungefähr 18, die höchstens die Hälfte der Breite der erstgenannten Rippen erreichen. Mit Ausnahmen ist es Regel, daß zwischen zwei breiten Rippen eine schmälere sich einschiebt. Nur im unteren Teile der mittleren Schale konnten Spuren enger konzentrischer Wachstumsstreifen wahrgenommen werden, die parallel dem Unterrande verlaufen.

Das flache hintere Ohr hat sechs sehr feine Rippen, die durch breite Zwischenräume getrennt werden. Parallel dem äußeren wohl schwach konkaven Rande verlaufen nur im äußeren Teile sichtbar enge konzentrische Wachstumsstreifen, die aus dem mittleren Schalenteile hervorgehen, auf diesem aber sofort verschwinden.

Das vordere scharf abgesetzte Ohr besitzt zehn gleich große

radiale Rippen, die von zwei- bis dreimal so breiten Zwischenräumen getrennt werden. Auch dieses Ohr zeigt parallel dem äußeren konvexen Rande eine enge konzentrische Streifung.

Bei dem zweiten Exemplare, das ich dieser Art zurechne, trägt das vordere Ohr eine abweichende Berippung. Hier liegt zunächst nahe dem mittleren Schalenteil eine sehr feine Rippe, an die sich eine sehr breite ebene Fläche anschließt. Die dann folgenden zwei Rippen sind wieder sehr fein und werden durch einen ebensolchen Zwischenraum getrennt. Das dann folgende Feld ist eben und breit.

In Form und Verzierung ähnelt diese Art am meisten den bei Hind II (35) gegebenen Abbildungen und Beschreibungen von *Aviculopecten plicatus* Sow. (S. 73, Taf. XII, Fig. 5—6, 8—9) sowie *Aviculopecten intermedius* M'Coy (S. 81, Taf. XV, Fig. 19—20, 24—25). Von ersterem unterscheidet sie die etwas längere Form, das größere vordere Ohr, sowie die Breite der Rippen, die bei *Aviculopecten plicatus* viel zu gering ist. *Aviculopecten intermedius* zeigt auf den Ohren eine nur undeutliche Berippung; ebenso variiert die Form des vorderen Ohres, das bei *Aviculopecten intermedius* spitz ausläuft. Das hintere Ohr erscheint auf den Figuren 24 und 25 im Vergleich zu der beschriebenen Art zu spitz und lang. Die Berippung ähnelt der in Fig. 25 dargestellten.

Aviculopecten Diensti nov. sp.

Fig. 26.

Zwei rechte Schalen und zwar Abdrücke des Äußeren der Schale und ein dazu gehöriger Steinkern. Höhe : Länge : Schloßrand = 9,5 : 8 : 11 bezw. 10,5 : 10 : 14 mm.

Die Schale erscheint bilateral-symmetrisch. Sie ist wenig gewölbt. Ihr Unterrand bildet einen regelmäßigen Halbkreis. Die beiden Seitenränder sind gerade und stoßen am Wirbel unter einem rechten Winkel zusammen. Zwei auffallend große Ohren sind scharf von der eigentlichen Schale abgesetzt, durch starken Abfall vor allem das vordere, etwas kleinere. Dieses ist am Außenrande konvex und zeigt am unteren inneren Rande einen schmalen Ausschnitt für den Byssus. Das hintere Ohr ist zuge-

spitzt, sein etwas konkaver Außenrand geht sofort in den Hinterrand der Schale über.

Die Verzierungen der Schale sind folgende: Der Medianteil ist mit gleich starken, gerundeten Rippen bedeckt, die etwas breiter als die Zwischenräume zwischen ihnen sind. Das kleinere, gedrungenere vordere Ohr hat 4—5 Rippen, die kräftig ausgebildet sind und durch tiefe, gerundete, breitere Zwischenräume getrennt werden. Parallel dem äußeren Rande laufen sehr eng stehende, scharfe konzentrische Leistchen, die vor allem im äußeren Teile des Ohres klar hervortreten und hier eine Art Gitterstruktur bewirken.

Das hi tere Ohr trägt ungefähr 10 feine, radiale Rippen, die von viel breiteren, flachen Zwischenräumen getrennt werden. Auf dem einen Exemplare erschienen hier und da noch sehr feine Einsatzrippen. Parallel dem äußeren Rande scharen sich sehr feine, konzentrische Anwachsstreifen.

In Bezug auf die äußere Form der Schale nähert sich die beschriebene Art am meisten *Aviculopecten macrotis* M'Coy (13), (S. 84, Taf. XVIII, Fig. 15—18). Abweichend ist die Gestalt des hinteren Ohres, die bei der vorliegenden Form größer und weniger ausgeschnitten erscheint. Die Verzierung des mittleren Schalenteiles kann passen, völlig abweichend dagegen ist die Skulptur der Ohren; diese soll bei *Aviculopecten macrotis* nur aus feinen, konzentrischen Streifen bestehen. Von *Aviculopecten semicostatus* Portl. (siehe Hind II (35), S. 69, Taf. XIII, Fig. 9—15) unterscheidet sich die geschilderte Art durch die Verzierung der Ohren. Bei *Aviculopecten semicostatus* trägt das hintere Ohr starke konzentrische Falten parallel dem Außenrande und drei oder vier radiale, undeutliche Rippen. Die Gestalt paßt gut zu den Abbildungen 12 und 15 der Tafel XIII, nur sind die Rippen hier zu dick. Von *Aviculopecten plicatus* Sow. (siehe Hind S. 73, Taf. XII, Fig. 5—6, 8—9) endlich scheidet die beschriebene Spezies die Art der Berippung, da bei ersterem zwei verschiedene Systeme von Rippen auftreten sollen. Die Form der Ohren variiert bei *Aviculopecten plicatus* nach den von Hind gegebenen Abbildungen sehr.

Der Abdruck einer linken Schale eines Aviculopectiniden gehört höchstwahrscheinlich zu dieser Art. Der mittlere Schalenteil zeigt im Gegensatz zu den geschilderten rechten Schalen außer der Berippung noch eine sehr enge, feine, konzentrische Streifung parallel dem Unterrande der Schale, der sich auf dem Abdruck als eine Kerbung der schmalen Zwischenräume kundgibt. Die Verzierung des hinteren Ohres gleicht völlig dem entsprechenden der rechten Klappe. Das vordere Ohr variiert nur wenig. Von den sechs vorhandenen scharfen Rippen liegen die vier unteren im unteren Teile des Ohres. Sie stehen enger zusammen als die beiden im oberen Teile des Ohres. Eine konzentrische Verzierung ist ebenfalls vorhanden.

Loxonema cf. scalarioidea Phill.

Fig. 27.

1836. *Melania scalarioidea* Phill., Phillips (1), S. 229, Taf. XVI, Fig. 3.
1881. *Loxonema scalarioidea* Phill., de Koninck VI (20), S. 57, Taf. VI, Fig 3, 4.

Die Schale ist langgestreckt, ihre Länge beträgt 15 mm, die Breite des letzten Umganges 5 mm. Der letzte der zehn beobachteten Umgänge nimmt ein Drittel der Gesamtlänge der Schale ein. Bis auf den letzten Umgang besitzen die übrigen zahlreiche scharfe Längsfalten, die etwas gebogen und schmäler als die Zwischenräume sind. Sie durchlaufen die Umgänge in ihrer ganzen Höhe. Die Nähte sind tief und scharf. Die Mundöffnung scheint etwas ausgezogen gewesen zu sein.

Loxonema sulcatula M'Coy.

Fig. 28.

1862. *Loxonema sulcatula* M'Coy, M'Coy (13), S. 30, Taf. V, Fig. 6.
1909. » » » , Sommer (43), S. 644, Taf. XXVIII, Fig. 7, 7a.

Die Länge der Schale beträgt 6,5 mm, hiervon entfallen 2,5 mm auf den letzten Umgang, der eine Breite von 2 mm besitzt. Die Form ist langgestreckt; sie besteht aus 10—12 gerundeten Umgängen, die parallel den scharfen Nähten fein gerieft sind. Nahe dieser Form steht *Loxonema polygyra* M'Coy (13), S. 30, Taf. III, 1, deren Gestalt aber etwas zu schlank erscheint. Verglichen mit *Loxonema sulcatula* wird bei de Koninck III (20),

S. 86, Taf. IX, Fig. 57, 58 *Aclisina (Loxonema) striatula* DE KON.; unsere Form ist aber kleiner als diese, und die Riefen parallel den Nähten sind alle gleich.

Euphemus (Bucania) sp.

Fig. 29.

Drei wenig gut erhaltene Steinkerne lassen Folgendes erkennen: Die Form ist klein, kugelig. Die Länge beträgt 7 mm, der letzte Umgang und namentlich sein letzter Teil sind breit und umhüllen die anderen Umgänge. Das die Schale überziehende mediane Band ist bei einem Stück sehr deutlich abgehoben und erscheint gerundet. Die die ganze erkennbare Schale überziehenden Spiralstreifen sind scharf, die sie trennenden Zwischenräume flach und zwei- bis dreimal so breit als diese. Undeutliche Wachstumsstreifen, die die Spiralstreifen kreuzen, rufen auf der Schale eine Gitterstruktur hervor.

Am meisten Ähnlichkeit hat die Form mit den Arten von *Bucania*, die DE KONINCK (20) auf Taf. XXXVII, Fig. 41—43 abbildet. Eine Identifizierung mit einer von diesen ist aber schwer durchzuführen. Unter dem Namen *Euphemus Kükenthali* beschreibt FRECH (41), S. 124, Taf. III, Fig. 3a, 3b aus den kalkigen Schiefern des Oberen Untercarbons von Altwasser bei Waldenburg eine neue Art, die durch ihre zahlreichen sehr feinen Spiralstreifen an *Euphemus Urei* erinnere. Möglicherweise gehört die Gaablauer Art hierzu.

Dentalium priscum? MÜNSTER.

Fig. 30.

1883. *Entalis prisca* DE KONINCK (20) VIII, S. 215, Taf. IL, Fig. 1—3, 20—21.
1897. *Dentalium* cf. *priscum*, LEYH. (36), S. 538.

Die Länge des erhaltenen Restes beträgt 9 mm, die Breite am oberen Ende 1 mm. Die Form ist schwach gebogen, nach hinten verengt. Die enge Querstreifung der ganzen Schale steht etwas quer zur Längserstreckung. Nahe dieser Form steht *Dentalium cyrtoceratoides* DE KON. (S. 216, Taf. IL, Fig. 13—15), die sich durch ihre Verzierung mit regelmäßigen Ringen von *Dentalium priscum* unterscheidet. Die Art wird von DE KONINCK nur aus der Tournai-Stufe erwähnt.

Temnocheilus tuberculatus Sow.

Fig. 31.

1836. *Nautilus tuberculatus* Sow., Phillips II (1), S. 232, Taf. XXII, Fig. 27, 29.
1845. » » » M. V. K. (5), S. 362, Taf. XXV, Fig. 12.
1862. » (*Temnocheilus*) *tuberculatus* Sow., M'Coy (13), S. 22.
1874/79. » *tuberculatus* Sow., Trautschold (17), S. 26, Taf. III, Fig. 3.

Nur ein Bruchstück eines Umganges dieses Nautiliden wurde gefunden. Der Rücken ist breit. Da, wo dieser scharf mit den Seitenrändern zusammentrifft, sitzen hohe Tuberkeln. Die Ansatzstellen der Kammerscheidewände springen an der genannten Stelle etwas vor, auf dem Rücken biegen sie sanft nach unten. In der Mitte des Rückens sind die Scheidewände 3 mm von einander entfernt. Trotz des mangelhaften Restes ist an einer Identität der beschriebenen Form mit *Temnocheilus tuberculatus* kaum zu zweifeln.

Orthoceras sp.

Die beiden vorliegenden sehr kläglichen Bruchstücke scheinen zwei Arten anzugehören. Das eine ist gegen 40 mm lang, seine Breite beträgt 11 mm, die auf der ganzen Länge fast dieselbe bleibt. Die undeutlich sichtbaren Kammerscheidewände stehen ungefähr 6 mm auseinander.

Das andere Stück ist 23 mm lang und 29 mm breit; es ist flach. Die deutlichen geraden Scheidewände stehen auf dem Rücken, der breitesten Stelle, 5 mm auseinander.

Crinoidenstielglieder.

Zahlreiche einzelne Stielglieder wurden beobachtet. Ein Teil ist elliptisch (8 : 10 mm). Am Ende sind sie fein und eng gerieft, die Stielöffnung ist fünfblättrig.

Eine andere Form (6 : 5 mm) besitzt eine kleine, runde Stielöffnung. Die radiale Riefung ist weitstehender wie bei der ersten Form und reicht bis fast an die Stielöffnung heran.

Ein 45 mm langer Teil eines Stieles zeigt, daß die Breite der einzelnen Glieder verschieden ist, und zwar liegen immer gegen drei schmälere Glieder zwischen zwei breiteren.

Die beschriebene Fauna zeigt zunächst, daß sie eine Meeresfauna ist. Da die Konglomerate (cg_2), in denen die Tonschiefer eingelagert sind, wahrscheinlich von breiten Strömen nach einem benachbarten Meere transportiert und dort am Strande abgelagert wurden, muß man annehmen, daß dieses Meer in seichten Buchten über den Konglomeraten hier und da Tonschiefer absetzte, in denen die geschilderte Fauna gefunden wurde. Die Tonschiefer konnten durch weiteres Hinzuführen von Geröllmassen wieder überschüttet werden, umgekehrt war es nicht ausgeschlossen, daß an einer anderen Stelle das Meer sich in die abgelagerten Konglomerate hineinfraß und in so entstandenen lagunenartigen Buchten sich wieder Tonschiefer ablagerten.

In umstehender Tabelle ist die Gaablauer Fauna mit bekannten Untercarbonfaunen verglichen worden. In Rubrik 1—7 stehen typische Culmfaunen, dann folgen von 8—14 Faunen des Kohlenkalkes, denen sich von 15—18 Faunen anschließen, die in den »Nötscher Schichten Frech's« und in der »schiefrigen Facies des Kohlenkalkes Tornquist's« vorkommen. Es ergibt sich, daß von den angeführten Culmfaunen nur die jüngst beschriebene Fauna von Hagen i. W. mit der von Gaablau einige Formen gemeinsam hat. Dieses sind aber Arten, die im ganzen Carbon sehr weit verbreitet sind und daher als bezeichnende Fossilien nicht in Betracht kommen. Der Hagener Fauna fehlt *Productus giganteus*, sie besitzt dagegen das Culmleitfossil *Posidonia Becheri*, zwei Merkmale, die ihre Stellung als Culm zur Genüge beweisen.

Bei einem Vergleich mit den beiden anderen Faunengruppen ergeben sich so viele Übereinstimmungen, daß an einer Zugehörigkeit der Gaablauer Fauna zu diesen nicht zu zweifeln ist. Und zwar ist das Gaablauer Vorkommen an die Seite der »Nötscher Schichten« bezw. der »schiefrigen Facies des Kohlenkalkes« zu stellen. Diese unterscheiden sich von den typischen Kohlenkalkvorkommen in Belgien, Irland und Rußland nur durch die abweichende petrographische Ausbildung als Schiefer, wenig durch die Fauna. Sie entsprechen ganz der Visé-Stufe des Kohlenkalkes. Die Culmfauna, und das muß noch einmal betont werden, ist von allen diesen Faunen gänzlich verschieden. Frech (33), der die

	Culm							Kohlenkalk							Schieferige Facies des Kohlenkalkes			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
	Aprath (rhein. Schiefergebirge)	Hagen i. W.	Herborn	Fichtelgebirge	nordwestlicher Harz	Magdeburg-Neustadt	Oberschlesien	Belgien	Irland	Fichtelgebirge	Schlesien	Oberschlesien	Galizien	Rußland	Vogesen	Königsberg bei Gießen	Nordalpen	Bleiberg in Kärnthen (Nötscher Schichten)
Fenestella plebeja		X							X			X	X			X	X	X
Spiriferina octoplicata		X						X	X	X	X			X			X	X
Orthis resupinata		X						X	X	X	X			X		X	X	X
Orthothetes crenistria	X	X						X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Rhynchonella pleurodon	X	X						X	X		X			X	X	X		X
Chonetes hardrensis	X	X				X		X	X	X	X	X	X		X	X		X
Productus giganteus								X	X	X	X	X	X	X	X	X		X
» *striatus*								X			X	X		X				
» *semireticulatus*		X						X	X		X	X	X	X	X	X	X	X
» *fimbriatus*								X	X		X			X		X		X
Edmondia rudis								X	X									
» *sulcata*									X					X	X			X
» ? *selecta*								X										
Leiopteria cf. *hirundo*								X	?						X	X		
» *laminosa*								X	X						X			
Sanguinolites fabalis								X										
? *Macrodus meridionalis*								X										
Mytilomorpha cf. *rhombea*								X	X					X	?			
Aviculopecten decussatus									X									
» cf. *semicostatus*																		
» *Bouei*								X	X					X				
» *subfimbriatus*														X	?	X		X
» cf. *planoclathratus*								?	X					?	?			
Loxonema cf. *scalarioidea*								X	X									X
» *sulcatula*								?	X									
Euphemus (*Bucania*) sp.																		
Dentalium priscum ?								X										X
Temnocheilus tuberculatus									X					X				

zuerst von de Koninck (16) von Bleiberg in Kärnten beschriebene Fauna aus den Nötscher Schichten revidiert hat, betont, daß an der Gleichaltrigkeit dieser Schichten mit der oberen Zone des belgischen Kohlenkalkes (Visé) kein Zweifel sei, und führt unter anderem auch das Vorkommen einer ähnlichen Fauna von Altwasser in Niederschlesien an. Derselbe Autor erwähnt neuerdings von Dobsina in Ungarn fossilführende Schichten, die er mit dem schlesischen Untercarbon, den Nötscher Schichten Bleibergs und mit den von Koch aus Steiermark geschilderten Ablagerungen vergleicht.

Für die Gaablauer Fauna ergibt sich, daß sie von der eigentlichen Culmfauna gänzlich verschieden ist, daß sie dagegen große Anklänge an die Faunen der »schiefrigen Facies des Kohlenkalkes« und der »Nötscher Schichten« zeigt und vom Alter der Visé-Stufe ist.

Literaturverzeichnis.

1. 1836. J. Phillips, Illustrations of the Geology of Yorkshire, Part II. The Mountain Limestone Distrikt.
2. 1841. Ders., Figures and Descriptions of the Palaiozoic Fossils of Cornwall, Devon and West-Somerset. London.
3. 1842—1844. de Koninck, Descriptions des Animaux Fossiles etc. Liége.
4. 1844. S. Kutorga, Zweiter Beitrag zur Palaeontologie Rußlands. St. Petersburg.
5. 1845. R. J. Murchison, E. de Verneuil, A. de Keyserling, Géologie de la Russie d'Europe. Vol. II, 3. Teil, Paléontologie. London, Paris.
6. 1847. de Koninck, Recherches sur les Animaux Fossiles. I. Partie: Monographie des Genres Productus et Chonetes. Liége.
7. 1851. Ders., Descriptions des Animaux Fossiles etc. Supplément, Liége.
8. 1854. v. Semenow, Fauna des schlesischen Kohlenkalkes. Z. d. D. g. G. Bd. VI, S. 317 ff.
9. 1855. M'Coy, Systematic Description of the British Palaiozoic Fossils. London. Cambridge. (in Sedgwick: A Synopsis of the British Palaiozoic Rocks).
10. 1854. F. A. Roemer, Beiträge zur geologischen Kenntnis des norddeutschen Harzgebirges. Palaeontographica. III. Abt.
11. 1858—1863. Th. Davidson, A Monograph of the British Fossil Brachiopoda. Vol. II. Part. V. The Carboniferous Brachiopoda. London.
    1874—1882. Vol. IV. Tertiary, Cretaceous, Jurassic, Permian und Carboniferous Supplements etc.

12. 1862. v. Albert, Vorkommen von Kohlenkalkpetrefakten in Oberschlesien. Z. d. D. g. G. Bd. XIV, S. 689 ff.
13. 1862. M'Coy, A Synopsis of the Carboniferous Limestone Fossils of Ireland. London.
14. 1863 und 1866. F. Roemer, Über eine marine Konchylienfauna im produktiven Steinkohlengebirge Oberschlesiens. Z. d. D. g. G., Bd. XV, S. 567 ff., Bd. XVIII, S. 663 ff.
15. 1870. F. Roemer, Geologie von Oberschlesien. Breslau.
16. 1873. de Koninck, Recherches sur les Animaux Fossiles. II. Partie. Monographie des Fossiles Carbonifères de Bleiberg en Carinthie.
17. 1874—1879. Trautschold, Die Kalkbrüche von Mjatschkowa (aus Mém. soc. imp. Moskou).
18. 1875. Geological Survey of Illinois. Vol. VI.
19. 1876. F. Roemer, Lethaea geognostica. I. Teil. Lethaea palaeozoica. Atlas, Stuttgart.
20. 1878—1887. de Koninck, Faune du Calcaire Carbonifère de la Belgique. Bruxelles.
21. 1879. Gümbel, Geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges.
22. 1879. v. Koenen, Die Culmfauna von Herborn. N. J.
23. 1880—1897. F. Roemer und Frech. Lethaea geognostica. I. Teil. Lethaea palaeozoica.
und
1899. Text. Bd. I. Frech, Bd. II, Lieferg. 1 (1897). Lieferg. 2 (1899).
24. 1882. Kayser, Beiträge zur Kenntnis von Oberdevon und Culm am Nordrande des rheinischen Schiefergebirges. Dies. Jahrb. für 1881, S. 51 ff.
25. 1883. v. Groddeck, Zur Kenntnis des Oberharzer Culm. Dies. Jahrb für 1882, S. 44 ff.
26. 1884. Dalmer, Über das Vorkommen von Culm und Kohlenkalk bei Wildenfels unweit Zwickau in Sachsen. Z. d. D. g. G. Bd. XXXVI, S. 379 ff.
27. 1889. Holzapfel, Die Cephalopoden führenden Kalke des unteren Carbons von Erdbach-Breitscheid bei Herborn. Paläontologische Abhandlungen, N. F., Bd. I, Heft 1.
28. 1890. Gürich, Erläuterungen zu der geolog. Übersichtskarte von Schlesien. Breslau.
29. 1891. Fr. Frech, Die devonischen Aviculiden Deutschlands. Abh. d. K. G. L., Bd. IX, Heft 3.
30. 1892. E. Dathe, Geologische Beschreibung der Umgebung von Salzbrunn. Abh. d. G. L., Neue Folge, Heft 13.
31. 1893. C. Dantz, Der Kohlenkalk in der Umgebung von Aachen. Z. d. D. g. G. Bd. XLV, S. 594 ff.
32. 1893. Koch, Mitteilungen über einen Fundpunkt von Untercarbonfauna in der Grauwackenzone der Nordalpen. Z. d. D. g. G., Bd. XLV, S. 294 ff.
33. 1894. Fr. Frech, Die karnischen Alpen. Abh. d. naturforsch. Gesellsch. zu Halle, Bd. XVIII.

34. 1895/96. A. Tornquist, Das fossilführende Untercarbon am östlichen Roßbergmassiv in den Südvogesen. Abh. zur geol. Spezialkarte von Elsaß-Lothringen. Straßburg.
35. 1896/05. Wh. Hind, A Monograph of the British Carboniferous Lamellibranchiata. Vol. I, 1896—1900, Vol. II, 1901—1905.
36. 1897. Fr. Leyh, Beiträge zur Kenntnis des Palaeozoicums in der Umgegend von Hof a. d. Saale, Z. d. D. g. G., Bd. IL, S. 504ff.
37. 1899. W. Wolterstorff, Das Untercarbon von Magdeburg-Neustadt und seine Fauna. Dies. Jahrb. f. 1898, Bd. XIX, S. 3ff.
38. 1902. Drevermann, Über eine Vertretung der Etroeungt-Stufe auf der rechten Rheinseite. Z. d. D. g. G., Bd. LIV, S. 480ff.
39. 1903. H. Parkinson, Über eine neue Culmfauna von Königsberg unweit Gießen usw. Z. d. D. g. G., Bd. LV, S. 331ff.
40. 1904. Dathe, Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen usw. Lieferung 115.
41. 1906. Fr. Frech, Das marine Carbon in Ungarn. Földtani Körzlony, Bd. XXXVI.
42. 1908. E. Kayser, Lehrbuch der geologischen Formationskunde. III. Aufl. Stuttgart.
43. 1909. K. Sommer, Die Fauna des Culms von Königsberg bei Gießen. N. J. usw. XXVIII. Beilagebd., S. 611ff.
44. 1911. Balduin Nebe, Die Culmfauna von Hagen i. W. N. J. usw. XXXI. Beilagebd., S. 421—495, Taf. XII—XVI.

Berlin, den 5. März 1912.

Beiträge zur Kenntnis des Keupers im nördlichen Oberschlesien.

Von Herrn **R. Michael** in Berlin.

Mit 2 Figuren.

F. Roemer hat zuerst den Nachweis erbracht, daß gewisse, von Carnall eingehend beschriebene, zum Jura gerechnete Gesteine des Lublinitzer Kreises im nördlichen Oberschlesien dem Keuper angehören. Er bewirkte weiterhin die genaue Altersbestimmung und die Gliederung der zugehörigen Schichten. Seit diesen und anderen älteren Arbeiten[1]) hat sich unsere Kenntnis über die Zusammensetzung dieser Schichtenfolge nicht mehr wesentlich vermehrt.

[1]) v. Carnall, Der Kalkstein des Lublinitzer Kreises, Bergmännisches Taschenbuch III, 1846, S. 4 ff.

Roemer, Die Nachweisung des Keupers in Oberschlesien und Polen. Zeitschr. d. D. g. G., Bd. XIV, 1862, S. 638 ff. — Weitere Beobachtungen über die Verbreitung und Gliederung des Keupers in Oberschlesien. Ebenda, Bd. XV, 1863, S. 694 ff. — Neuere Beobachtungen über die Gliederung des Keupers und der ihn zunächst überlagernden Abteilung der Juraformation in Oberschlesien und in den angrenzenden Teilen von Polen. Ebenda, Bd. XIX, 1867, S. 255 ff.

Eck, Vorläufige Notiz über die Auffindung der Letten-Kohlenformation in Oberschlesien usw. Ebenda, Bd. XV, 1863, S. 403 ff.

Zeuschner, Über die roten und bunten Tone und die ihnen untergeordneten Glieder im südwestlichen Polen. Ebenda, Bd. XVIII, 1866, S. 232 ff. — Über die verschiedenen Formationen, auf die sich der Jura in Polen abgesetzt hat. Verh. d. Kais. Min. Ges. zu St. Petersburg, 1868, zweite Serie, Bd. III.

Michael, Über die Verbreitung des Keupers im nördlichen Schlesien. Dieses Jahrbuch für 1907, S. 202 ff.

Aufschlüsse, welche für die damalige Gliederung maßgebend waren, sind im Laufe der letzten Jahrzehnte verfallen oder zum Teil in Vergessenheit geraten. Grund hierfür ist auch die Tatsache, daß die zur älteren Zeit sowohl in den Schichten des Braunen Juras wie in den Schichten des Oberen Keupers im nördlichen Oberschlesien zeitweilig aufgeschlossenen und ausgebeuteten Vorkommen von Toneisenstein nicht sowohl erschöpft als vielmehr heute infolge der veränderten Transport- und anderen Verhältnisse (Holzkohlenpreise, Bezug hochprozentiger Erze aus dem Auslande) nicht mehr Gegenstand des Betriebes sind.

Bei den wenig umfangreichen Aufschlüssen der älteren Zeit war auch die Stratigraphie der einzelnen Vorkommen nicht völlig sichergestellt, wie gleich hier vorausgeschickt werden soll.

Roemer hat nun gewisse Schichten, welche namentlich in den Kreisen Kreuzburg und Rosenberg Eisenerze führen und im wesentlichen nur durch den Eisenerzbergbau bekannt geworden sind, als Oberen Keuper (Rät) ausgeschieden. Es sei dahingestellt, ob diese Schichten nicht schon der Juraformation, vielleicht dem Lias, angehören. Neuerdings wurden diese Schichten auch als Übergangsschichten zwischen dem Mittleren und Oberen Keuper bezeichnet[1]). Mit einem mannigfaltigen Wechsel der Schichtenfolge ist auch eine große Unbeständigkeit in dem Niveau verbunden, in welchem die Erze auftreten, die auch in ihrer Beschaffenheit ziemlich rasch wechseln.

Im Rät unterschied Roemer zwei Stockwerke, die Wilmsdorfer Schichten mit Pflanzen-Sphärosideriten und die Hellewalder Estherien-Schichten.

Erstere bestehen aus einer bis 25 m mächtigen Schichtenfolge von rötlichen und grünlich-grauen Tonen oder Mergeln mit Knollen von tonigem Sphärosiderit und Landpflanzen.

Die gleichmächtigen Hellewalder Estherien-Schichten werden von dünn geschichteten oder schiefrigen, glimmerreichen weißen

[1]) Wysogorski, Muschelkalk und Keuper in Oberschlesien in Philippi, Continentale Trias. Lethaea geognostica ed. Frech, Stuttgart 1903, II, S. 63.

Sandsteinen und weißen, nur gelegentlich braun-roten Tonen mit Lagen von Toneisenstein zusammengesetzt.

Aus ihnen ist bislang mit Sicherheit nur *Estheria minuta* Alb. sp. bekannt, ferner der bemerkenswerte Fund der in ihrer ursprünglichen Körperform erhaltenen Exemplare von *Prolepidotus Gallinecki* Michael[1]).

Die Rätschichten sind nach Roemer auf die beiden nördlichsten Kreise Oberschlesiens, die Kreise Kreuzburg und Rosenberg, beschränkt. Ihr südöstlichstes Vorkommen sind die Eisensteinförderungen von Zinnowoda und Nieven, östlich von Lublinitz.

Die Eisenerzvorkommen im unzweifelhaften Braunen Jura (*Parkinsoni*-Tone) sind in Preußisch-Oberschlesien in der gleichen Gegend, namentlich bei Bodzanowitz, Sternalitz und Paulsdorf, ausgebeutet worden, heute aber gleichfalls nicht mehr im Betrieb, da das wasserreiche Liegende überall den mit primitiven Mitteln betriebenen Bergbau zum Erliegen gebracht hat.

Dagegen werden die gleichen Horizonte in größerem Umfange noch in dem benachbarten Russisch-Polen ausgebeutet; über ihre Stratigraphie hat Rehbinder in letzter Zeit verschiedene Mitteilungen veröffentlicht.

Die Wilmsdorfer pflanzenführenden Sphärosiderite finden sich in Form von Knollen und Nieren von 6—25 cm Stärke in mehreren Lagen übereinander, die sich gelegentlich zu größeren Nestern erweitern. Die Erze sind von guter Beschaffenheit und haben 30—40% Eisen. Ihr Verbreitungsgebiet erstreckt sich längs der Landesgrenze in einem bis 2 km breiten Streifen bis etwa in die Höhe östlich von Lublinitz.

Ältere Gewinnungspunkte waren Wilmsdorf, Ponnoschau, Liebsdorf, Sumpen und Nieven. Auch in der Schichtenfolge von Hellewald, die mehr plattenförmig abgesonderte Toneisensteine führt, sind bei Pitschen, Hellewald, Neudorf und Wienskowitz und dann auch bei Kreuzburg Eisenerze gefördert worden.

Der primitive Abbau wurde durch wasserreiche Sandschichten

[1]) Michael, Über eine neue Lepidosteiden-Gattung aus dem Oberen Keuper Oberschlesiens. Z. d. D. g. G., 1893, S. 710 ff.

im Liegenden sehr erschwert, zum Teil zum Erliegen gebracht. Letzteres wurde noch mehr durch die völlig ungenügenden Transportverhältnisse bewirkt. Heute wird in diesen Schichten nur noch die jetzt 100 Jahre bestehende Eisenerzförderung von Krysanowitz bei Hellewald-Neudorf betrieben; die phosphorarmen eisenreichen Sphärosiderite werden in dem Holzkohlenhochofen von Wziesko verhüttet. Gefördert wird an fünf Stellen der näheren Umgebung. Die größte Abbautiefe beträgt 30 m.

Als erzführend nachgewiesen ist noch ein Gebiet von etwa 4000 Morgen, das auch in Zukunft noch eine Förderung in den bisherigen bescheidenen Grenzen (1000 t jährlich) ermöglicht.

Bei der allgemeinen Erzknappheit in Oberschlesien ist naturgemäß in letzter Zeit das Interesse für diese alten erzführenden Keupergebiete gelegentlich neu belebt worden. Vielfach wurden von oberschlesischen Verwaltungen Untersuchungsarbeiten in diesen Gebieten vorgenommen; leider war ihnen ein Erfolg nirgends beschieden.

Dies gilt auch von dem Erzvorkommen von Helenenthal bei Woischnik, welches vor einigen Jahren von Herrn Dr. Schmidt am Geologischen Institut in Breslau[1]) und von Sachs[2]) beschrieben worden ist. Es sollte sich um ein 3 m mächtiges, in N. 80 W. streichendes und mit 15° in nördlicher Richtung einfallendes Flöz handeln mit einem Eisengehalt von 45% und einem Vorrat von über 14 Millionen Tonnen.

Leider haben die zum tatsächlichen Nachweis und zur Feststellung dieses Eisenerzlagers dann unternommenen umfangreichen Aufschlußarbeiten eine Bestätigung dieser Beobachtungen und Annahme in keiner Weise erbracht.

Ich habe Gelegenheit gehabt, diese Aufschlußarbeiten anzusetzen und zu verfolgen; sie mußten im vergangenen Jahre als ergebnislos endgültig eingestellt werden[3]).

---

[1]) Schmidt, Das Helenenthaler Eisensteinvorkommen, Kohle und Erz 1905, S. 118.

[2]) Sachs, Die Bodenschätze Schlesiens, Leipzig 1906, S. 114.

[3]) Michael und Dahms in: »Die Eisenerzvorräte des Deutschen Reiches von Einecke und Köhler«, herausgegeben von der Kgl. Preuß. Geolog. Landesanst., Berlin 1910, S. 547.

Außer einer Vertiefung vorhandener Aufschlüsse wurden zwei kleine Schächte abgeteuft und außerdem 6 Bohrungen, und zwar 3 von der Westpreußischen Bohrgesellschaft in Breslau und 3 von der Firma Lapp, Aschersleben, bis zu Tiefen von 29, 53, 53, 61, 62 und 60 m niedergebracht.

Die mit besonderer Sorgfalt und unter ständiger geologischer Kontrolle ausgeführten Bohrungen haben aber zur geologischen Beurteilung der Schichtenfolge z. T. neue wertvolle, teilweise ergänzende Anhaltspunkte geliefert.

Das durch die neuen Aufschlüsse näher untersuchte Gebiet von Helenenthal liegt etwa 30 km östlich von Lublinitz, bezw. nördlich von Tarnowitz und 4 km nördlich von Woischnik. Die Landesgrenze springt hier nahezu 3 km nach Osten vor und umschließt ein geradlinig begrenztes Fünfeck, welches im Norden, Osten und Süden ausschließlich an russisches Gebiet anstößt. Die Höhendifferenzen sind zum Teil erheblich, die Oberflächenformen im allgemeinen regelmäßig. Der südliche Teil vom Piazuskaberg nach Osten gehört noch der höchsten Erhebung (von 357—365 m) des Höhenzuges an, der dann namentlich auf russischem Gebiete entwickelt ist.

Der durch drei Schluchten, die in nördlicher Richtung verlaufen, gegliederte Höhenzug dacht sich bis zur Höhenkurve 320 m ab, die etwa in der Mitte des Gebietes verläuft. Der nördlich anstoßende Teil ist flacher und senkt sich allmählich bis auf 300 m Meereshöhe und darunter.

Das gesamte Gebiet von Helenenthal selbst wird, soweit die Römer'sche Karte anstehende Gesteine verzeichnet, zum Mittleren Keuper gestellt.

Die Umgebung von Helenenthal wird in der Geologie von Oberschlesien wiederholt genannt. Die südlich anstoßenden Flächen werden von dem Woischniker Höhenzuge eingenommen, der aus den nach Römer's Auffassung dem Mittleren Keuper eingelagerten Woischniker Kalken zusammengesetzt ist.

Aus der Gegend von Ellgüth bei Helenenthal wird dann ein von dem Woischniker Kalk abweichender, unregelmäßig dünn geschichteter Sinter-Kalkstein von gelblichweißer Farbe, der Blätter

führt, erwähnt. Römer hält ihn für älter als die pflanzenführenden Sphärosiderite der Gegend zwischen Kreuzburg und Landsberg (S. 183), aber wahrscheinlich für jünger als den Woischniker Kalk.

In der Gegend von Lubschau und Woischnik treten in den Keupertonen, gelegentlich auch unter und über ihnen, Kalkbreccien als Einlagerungen auf, die sog. Lissauer Breccien, die aus gelben und roten Kalksteinstückchen und einem Bindemittel von hellem Kalkspat mit Quarzgeröllchen bestehen. Möglicherweise gehören diese Schichten auch bereits zur rätischen Schichtenfolge (S. 187)[1]).

Römer erwähnt ausdrücklich, daß mit den rätischen Schichten von Wilmsdorf und Hellewald, die in ihrem nördlichen Verbreitungsgebiete also über den genannten Schichten liegen, der Keuper in Oberschlesien und Polen nach oben abschließt, und daß die in der Gegend von Landsberg diesen Schichten überall gleichförmig aufruhenden weißen und braunen Sande und eisenschüssigen Sandsteine und Konglomerate dem Braunen Jura angehören.

Aus der Gegend von Helenenthal beschreibt dann Römer als tiefstes Glied der jurassischen Schichtenfolge einen eisenschüssigen braunen Sandstein mit *Inoceramus polyplocus* und *Pecten pumilus*, die als Geröllstücke häufig verbreitet, wahrscheinlich konkretionäre Knollen einer sandigen Ablagerung sind und nicht sehr weit von ihrer ursprünglichen Lagerstätte entfernt sein können. In der Tat sind diese Schichten jenseits der Landesgrenze im Bereich des Karlsberges in größerem Umfang neuerdings anstehend beobachtet worden, wie mir Herr Dr. Komorowicz freundlichst mitteilte.

Als ein weiteres diesen Schichten entsprechendes Glied des Braunen Jura wird dann der Sandstein von Kostczelitz beschrieben, ein eisenschüssiger, brauner Sandstein, der Einlagerungen in losem, gelben Sande bildet, stellenweise grobkörnig wird und in ein Konglomerat übergeht.

Einer weiteren selbständigen Schichtenfolge des Jura gehören namentlich auf russischem Gebiet, aber nach Römer auch (S. 205)

---

[1]) Vergl. auch Gürich, Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte von Schlesien, Breslau 1890, S. 115.

am Karlsberge bei Helenenthal entwickelte, sandig-mergelige, lockere Schichten an. Sie werden durch Keupertone unterlagert.

Über die Stellung dieser Schichten zum Braunen Jura bezw. Rät spricht sich Römer in der Geologie von Oberschlesien nicht aus. Er betont nur, daß eine sichere Altersbestimmung der Jurabildungen erst durch die darüber entwickelten Parkinsonischichten ermöglicht wird, die aus dunklen Tonen mit Einlagerungen von tonigen Sphärosideriten und losen Sanden und sandigen Brauneisensteinen zusammengesetzt werden.

Hinsichtlich dieser Juraschichten sind in den letzten Jahren verschiedentlich neue Beobachtungen gemacht worden. Ich habe im Jahre 1894 im Liegenden der Parkinsonischichten die Zone des *Stephanoceras Humphriesianum* nachgewiesen[1]). v. Siemiradzki[2]) hat dann 1901 die gleiche Beobachtung nochmals publiziert.

von Rehbinder[3]) hat sich dann hierzu und des weiteren über die Unsicherheit hinsichtlich der Altersbestimmung der verschiedenen fossilleeren Sandsteine und Mergel geäußert, die teils als Keuper, teils als Jura aufgefaßt wurden, und gibt eine spezielle Beschreibung der Zusammensetzung des Jura in den benachbarten polnischen Gebieten und seiner Erzführung.

Ausführlicher als in der Geologie von Oberschlesien hat sich Ferdinand Römer über die Gegend von Helenenthal in seiner ersten Arbeit über den oberschlesischen Keuper geäußert. Der damalige Besitzer des Gutes Helenenthal, Herr Ludwig, hatte zur Aufklärung der geologischen Verhältnisse (S. 641) verschiedene Versuchsarbeiten ausführen lassen. Von diesen erwähnt Römer als eigentümliche Einlagerungen in den roten Letten körnige graue

[1]) Michael, Entwicklung des braunen Jura in Oberschlesien, Jahresberichte d. schles. Ges. f. vaterl. Kultur 1894, S. 23.

[2]) v. Siemiradzki, Sur la faune des argiles plastiques de l'oolithe inférieure du royaume de Pologne, Bulletin de l'Académie des sciences de Cracovie, März 1901.

[3]) v. Rehbinder, Über die Gliederung des Braunen Jura in Polen. Z. d. D. g. G. Bd. 54, 1902. Sitzungsberichte S. 107.

—, Untersuchungen im Braunen Jura von Czenstochau, ebenda 1903. Sitzungsberichte S. 17 ff.

—, Der Jura in Polen, ebenda 1912.

oolithartige Kalkschichten, die als ein feinkörniges Konglomerat oder Breccie erscheinen, aber doch konkretionäre Körper sind.

Ferner beobachtete er dünne Schichten eines mürben, grauen Sandsteines, welche nach oben in sandigen Tonmergel übergehen, an anderer Stelle noch violette und grünliche, dünngeschichtete, glimmerreiche Sandsteine.

Er kennt auch gelblichgrüne, mürbe Sandsteine mit kalkig-tonigem Bindemittel von Kamienitz (S. 649), die den bunten Letten untergeordnet sind. In der Geologie von Oberschlesien sind diese Schichten nur dem Namen nach genannt.

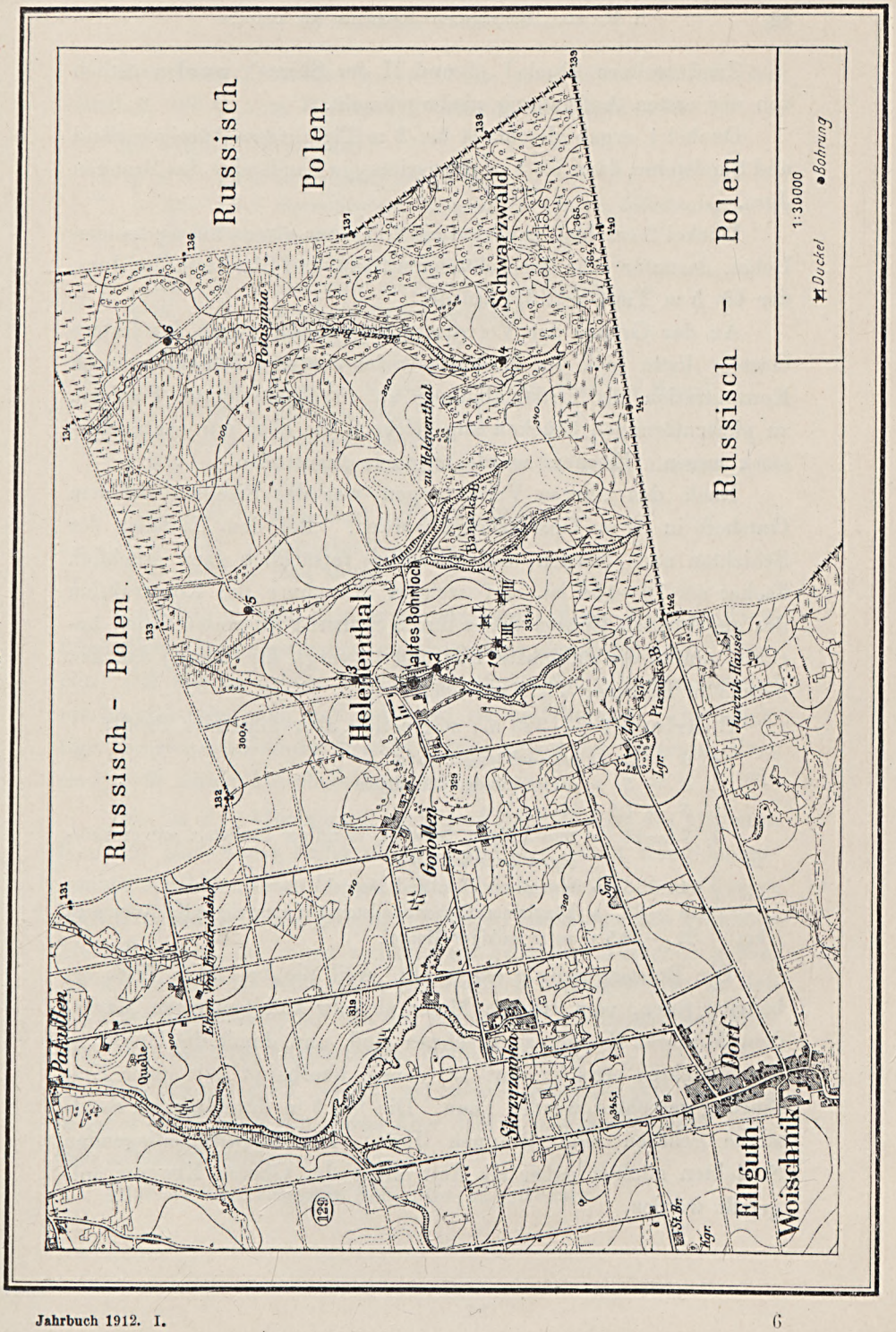
Aus diesen älteren Angaben geht auf der einen Seite die außerordentliche Mannigfaltigkeit der Gesteine hervor, die scheinbar regellos über- bezw. nebeneinander auftreten, andererseits aber auch die Wichtigkeit der ausgeführten systematischen Bohrungen für die Auffassung dieser Schichtenfolge.

Zu einer abweichenden Auffassung der Lagerungsverhältnisse haben dann die oben genannten Untersuchungen von Schmidt geführt. Gestützt auf eine Angabe des früheren Besitzers, Herrn Ludwig, glaubte er, an mehreren Stellen das Ausgehende eines »Eisenerzflözes« beobachtet zu haben und ein durchschnittliches Einfallen der Schichten von 15° nach Norden annehmen zu müssen. Er stellt das Flöz zum Unteren Dogger, schließt, daß es in der Mitte des Gebietes in ca. 45—60 m, im Norden in 165 m angetroffen werden müßte und gelangt somit zur Annahme von Mächtigkeiten des Braunen Jura, die erheblich über die bisher bekannt gewordenen hinausgehen.

Die von mir veranlaßten Kontroll- und Aufschlußarbeiten mußten naturgemäß da einsetzen, wo das Ausgehende des Erzflözes zur Tagesoberfläche vermutet worden war; sie begannen daher in dem südlichsten Teil des Gebietes.

In einem Wasserloch am Wege nach der Ziegelei (III der Skizze), wo das Eisenerz angeblich einen Meter unter der Tagesoberfläche mit 50,24 % Eisen angetroffen war, wurde ein kleiner Schacht abgeteuft, der aber lediglich eisenschüssige, zum Teil tonstreifige Sande und Sandsteine aufschloß; die Schichten gehörten zum Braunen Jura, der damit hier anstehend festgestellt wurde.

Figur 1.


Russisch - Polen
Russisch Polen
Russisch - Polen
Schwarzwald
(Zarnitas)
Helenenthal
altes Bohrloch
zu Helenenthal
Banazka B.
Potasznia
Gorollen
Skrzyzowka
Dorf
Ellguth-Woischnik
Pakullen
Quelle
Piazuska B.
Jurczik-Häuser
St. Br.
Kgr.
Lgr.
Zgl.
1:30000
Duckel
Bohrung

Zwei weitere Duckel (I und II der Skizze) wurden östlich von der ersten Aufgrabung niedergebracht.

Duckel 1 ergab gleichfalls bis 3 m Tiefe eisenschüssigen Sand und Sandsteine, dann bis 5 m eisenschüssige Sandsteine des Braunen Jura.

Duckel 2 erschloß zunächst bis 2 m einen eisenschüssig-tonigen Lehm, darunter sehr eisenschüssigen Sand und Sandstein des Jura, der bis 5 m Tiefe verfolgt wurde.

An der Grenze der Verwitterungsprodukte gegen das festere Gestein hatte sich der Eisengehalt der obersten Schichten durch Konzentration als Ortsteinbildung zu eisenschüssigeren Partieen, zu plattenförmigen Stücken angereichert, die aber nur zentimeterstark waren. Eisenerz wurde nirgends angetroffen.

Nach den älteren Vermutungen war das Eisenerz auf dem Gutshofe in 34 m Tiefe erbohrt worden. Bei dem Einfallen der Schichten nach Norden, das allerdings tatsächlich ganz erheblich flacher als 12—15° ist, auf welcher Annahme die Konstruktion des angeblichen Eisenerzflözes durch Schmidt im wesentlichen beruhte, mußte die südlichste Bohrung 1 (vergl. die Skizze) das Erz bereits in flacherer Tiefe antreffen.

Bohrloch 1 (+ 323 m) zeigte nun aber folgendes Profil:

jm	0 — 3 m	eisenschüssiger Sand
	3 — 5 »	eisenschüssiger Sandstein
ko	5 — 7,8 »	blauer Ton
	7,8—14 »	tonstreifiger, teilweise mergliger Sandstein mit grobkörnigen Zwischenlagen
	14 —18 »	blaugrauer Ton und Mergel
	18 —22 »	konglomeratischer Sandstein mit mergeligen Kalktrümmern
km	22 —28,5 »	roter kalkiger Mergel.

Die Bohrung wurde eingestellt, weil die bei 22 m Tiefe erbohrten roten, vom zweiten Meter ab sehr kalkigen roten Mergel dem Mittleren Keuper zuzurechnen sind, und damit die Unterlage der Schichten erreicht war, in denen überhaupt mit einer Erzführung gerechnet werden kann. Die bis 5 m durchbohrten Sandsteine gehören zum Braunen Jura. Die dazwischenliegenden Schichten mußten daher als Äquivalent des Oberen Keupers aufgefaßt werden.

Bohrloch 2 wurde bei + 319 m unmittelbar südlich vom Gutshof, 280 m vom Bohrloch 1 entfernt, niedergebracht.

Es wurden durchbohrt:

jm	0 — 1,2 m	eisenschüssig-toniger Sand	
	1,2— 4,8 »	eisenschüssiger Sandstein mit tonigen Zwischenlagen	
ko	4,8— 7 »	blauer Ton, sandstreifig	ev. jm
	7 —10,5 »	tonstreifiger Sandstein	ev. jm
	10,5—13 »	blaugrauer sandiger Ton und Mergel	
	13 —15 »	konglomeratischer Sandstein	
	15 —16,5 »	roter und blauer Ton	bunte Tone und Mergel
	16,5—17,5 »	blauer sandiger »	bunte Tone und Mergel
	17,5—18,5 »	blauroter Mergel	bunte Tone und Mergel
	18,5—18,8 »	schiefriger Ton	bunte Tone und Mergel
	18,8—20,5 »	blaugrauer Mergel	bunte Tone und Mergel
	20,5—30 »	mürber grünlichgrauer, zum Teil toniger Sandstein	
	30 —40 »	Konglomerate	
	40 —45 »	Kalkmergel und sandige Kalke	
km	45 —47 »	grünlicher Ton	
	47 —53 »	roter Mergel	

Auch hier wurden Eisenerze nicht angetroffen. Die Schichtenfolge stimmt im wesentlichen mit derjenigen des Bohrloches 1 überein. Die hier in großer Mächtigkeit angetroffenen Sandsteine sind mürbe und tonstreifig und enthalten wenig Glimmer. Die mächtige Konglomeratschicht besteht überwiegend aus Quarzen, doch sind auch einige Muschelkalkgerölle vorhanden.

Die bis 6 m Mächtigkeit verfolgten roten Mergel des Mittleren Keupers sind etwas heller als die unter der ersten Konglomeratschicht erbohrten roten Mergel. Sie enthalten in den oberen Lagen noch Bruchstücke eines gelben, mergeligen Kalksteins und grünliche Mergelbrocken, die ihnen zunächst ein gefleckte Aussehen geben. Auch hier ist der Kalkgehalt ein ziemlich beträchtlicher, so daß die Übereinstimmung mit den im Bohrloch 1 erbohrten roten Mergeln ohne weiteres angenommen werden konnte.

Das Bohrloch 3 (+ 307 m) wurde nördlich vom Gutshofe in einer Entfernung von etwas über 400 m von dem zweiten Bohrloch niedergebracht.

Hier wurden folgende Schichten angetroffen:

	0 — 2	m	grauer Sand { Diluvium
jm	2 — 4,5	»	eisenschüssiger Sandstein
	4,5— 8	»	blaugrauer Ton
	8 — 9	»	roter Mergel
	9 —15	»	graublauer sandiger Ton und Mergel
	15 —19,5	»	grauer Sandstein
ko	19,5—24	»	roter Mergel mit gröberen Quarzgeröllen
	24 —34	»	graue Mergel
	34 —37,5	»	bunte Mergel
	37,5—40	»	Konglomerate
	40 —50	»	Kalkmergel und sandige Kalke
km	50 —53	»	rote Mergel.

Auch hier ist hervorzuheben, daß die roten Mergel von 20 bis 24 m Teufe von den typischen, kalkigen Mergeln des Mittleren Keupers abweichen. Die Kalkmergel und Kalke bestehen, soweit die Bohrproben erkennen ließen, aus sehr wechselnd zusammengesetzten Schichten von graublauen, meist hellgrauen, auch weißen Kalkmergeln und tonigem Kalkstein von rein weißer Farbe; gelegentlich sind grünliche und rotgefleckte Mergel und reine Kalksteine zwischengeschaltet, häufig als rote und grünliche Brocken, aber auch als Schichten, die wie Bändertone aussehen und gelegentlich kleinere Quarzgerölle führen.

Das Bohrloch 4 wurde 1500 m südöstlich von Helenenthal in einer kleinen Schlucht an dem nach der Försterei führenden Wege niedergebracht (+ 323 m).

Hier wurden folgende Schichten durchbohrt:

jm	0 — 6	m	eisenschüssiger Sand und Sandstein
	6,5—11	»	graublauer sandiger Ton
	11 —13	»	roter schwach kalkiger Ton
	13 —30	»	grauer toniger Sandstein mit Zwischenlagen von buntem Ton
ko	30 —36	»	grauer Sandstein
	36 —43	»	bunter meist roter Mergel
	43 —57	»	grauer Sandstein mit Zwischenlagen von grauen und rötlichen Mergeln
	57 —62	»	mürber mergeliger Kalkstein.

Da die stratigraphische Stellung der mergeligen Kalksteine feststand, wurde die Bohrung noch vor Erreichung der roten Mergel des Mittleren Keupers eingestellt.

Bohrloch 5 wurde in dem von Helenenthal nach Norden führenden Tälchen in einer Entfernung von etwa 800 m von dem Gute bei + 300 m niedergebracht und hat durchbohrt:

Dil.	0	— 4	m sandiger Lehm
	4	— 6	» grauer Mergel
	6	— 9	» rötliche kalkreiche Mergel
	9	—11,5	» tonstreifiger Sandstein
	11,5	—16	» sandige Tone und Mergel
	16	—20	» mürber Sandstein
ko	20	—25	» Konglomerate
	25	—29	» rote Tone und Mergel
	29	—33	» graue Mergel
	33	—35	» Sandstein
	35	—40,5	» Konglomerate
	40,5	—48	» Kalkmergel und sandige Kalke
km	48	—62,5	» rote Mergel.

Die Ergebnisse dieses Bohrloches entsprechen genau denjenigen der Bohrlöcher 2 und 3. In den Kalken wurde hier artesisches Wasser angetroffen.

Das Bohrloch 6 wurde in dem nordöstlichsten Teil des Gebietes, etwa 2 km nordöstlich von dem Gutshof Helenenthal, in der Niederung des Kiczinbaches bei + 295 m niedergebracht. Das Profil ist:

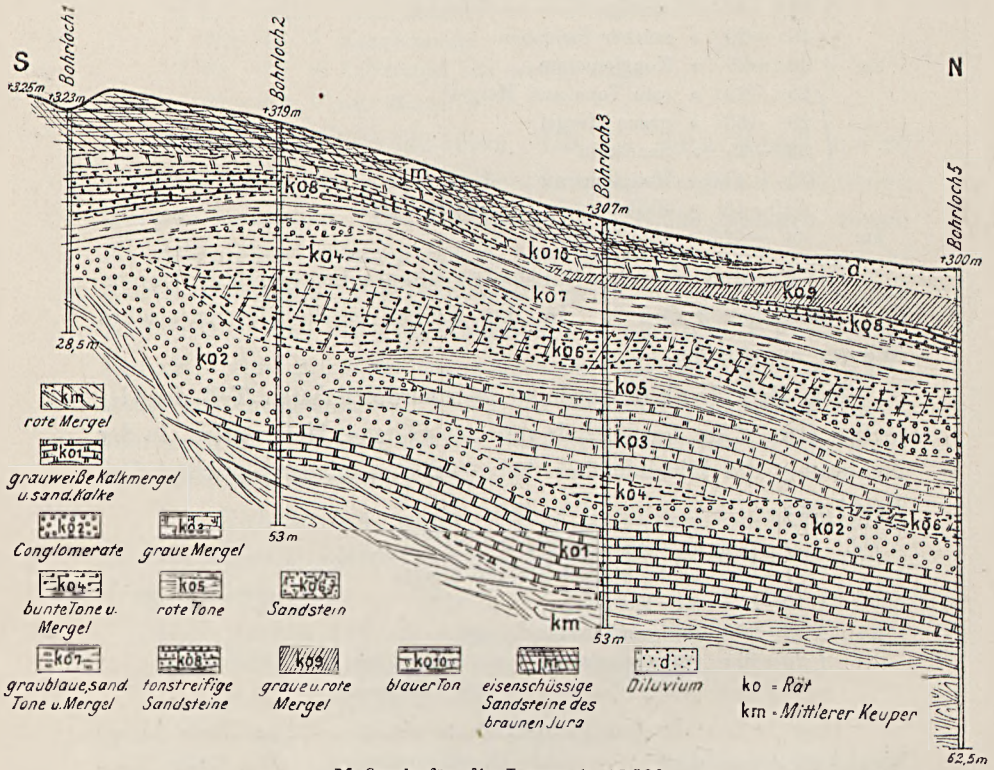
Dil.	0	— 1	m eisenschüssiger Sand
	1	—10	» bunte, vielfach rötliche Mergel
	10	—23	» rote Mergel
ko	23	—26	» rote sandstreifige Mergel
	26	—46	» graue mergelige Sandsteine mit roten Mergelschichten
	46	—58	» sandige Kalkmergel und Kalksandsteine.

Hier traten in den roten Letten von 18—22 m Tiefe kleine Erzpartikelchen auf, die auch in der Bohrung 4 in den Konglomeraten, allerdings nur in Form von winzigen Körnern, erbohrt worden waren. Auch diese Schichtenfolge läßt sich ohne größere Schwierigkeit mit derjenigen der früheren Bohrlöcher in Beziehung bringen. Auf die Erreichung des roten Mittleren Keupermergels konnte auch hier verzichtet werden.

Die Ergebnisse der Bohrlöcher 1, 2, 3 und 5 sind in dem umstehenden Profil übersichtlich dargestellt.

Ich hatte bereits erwähnt, daß die unbegründete Annahme von der Verbreitung eines großen mächtigen Erzlagers in dem Helenenthaler Gebiet sich vorwiegend auf die Ergebnisse einer älteren Bohrung stützte. In der Bohrung soll in 34 m Tiefe eine 3,20 m mächtige Erzschicht angetroffen worden sein.

Figur 2.



Maßstab für die Länge 1 : 12500
» » » Höhe 1 : 1000.

Dieses alte Bohrloch liegt etwa 100 m nördlich vom Bohrloch 2 entfernt. Die älteren Angaben lassen sich nun sehr gut mit den neueren Bohrergebnissen in Übereinstimmung bringen. Nach Ausweis der alten Bohrtabelle hat die Bohrung zunächst von

0 —4 m gelben Sand,
4 —4,3 » wasserhaltigen Kies,
4,3—7 » festen Sandstein

durchbohrt; ohne Zweifel sind das die jurassischen Sandsteine, die in den benachbarten Bohrlöchern 2 und 3 durchbohrt worden sind. Zwischen 7 und 11 m Teufe ist eine graue Lette durchbohrt worden, die augenscheinlich den Tonen entspricht, die in den Bohrlöchern 2 und 3 bis ca. 15 m Tiefe auftreten.

Dann verzeichnet die alte Bohrtabelle zwischen 11,10 und 11,33 m Toneisenstein. Von 12—33 m sind weiterhin zunächst grünrote und bunte, glimmerhaltige Letten, dann schwarze, schiefrige Letten, grausandige Letten und graugelbliche Tone durchbohrt worden. Diese Schichtenfolge entspricht genau den roten und blauen Tonen und Mergeln, die namentlich in dem Bohrloch 3 zwischen 19 und 37 m Tiefe angetroffen worden sind.

Noch größer erscheint die Übereinstimmung in den tieferen Schichten. Es wurden hier graue, feste Sandsteine und Konglomerate und mürbe Sandsteine angetroffen, die in dem alten Bohrloch bis etwa 38 m Tiefe reichen. Unter diesen Schichten befindet sich ein Ton und schließlich zum Schluß ein Kalkstein von 0,92 m Stärke. Wir haben hier zweifellos die Konglomerate und sandigen Kalkmergel der übrigen Bohrlöcher vor uns. In dieser Schichtenfolge ist nach Angabe der älteren Bohrtabelle ein graues sandsteinartiges Gestein aufgetreten, welches reich an kohlensaurem Eisenoxyd war, das sich meist in einem grauen Tone fand. Augenscheinlich handelte es sich nur um ein Gerölle der betreffenden Schicht, dass dann in der Erinnerung im Laufe der Jahre zu einem 3,20 m starken Erzflöz sich vergrößerte. Eine andere Erklärung läßt sich nicht geben, da andererseits auch keine Veranlassung vorliegt, die Angaben des älteren Bohrloches zu bezweifeln.

Jedenfalls aber ist die Übereinstimmung der hier angetroffenen Schichtenfolge mit derjenigen der neuen Aufschlußbohrungen eine auffällige.

Über die in den neuen Bohrlöchern erbohrten roten Mergel des Mittleren Keupers ist im allgemeinen wenig zu sagen. Roemer hat betont, daß sie im allgemeinen kalkarm seien. Auch Gürich betont, daß die Tone nur selten etwas mergelig seien. Dies trifft auch wohl zweifellos für die an der Tagesoberfläche befindlichen

Aufschlüsse in dem großen Verbreitungsgebiet des Mittleren Keupers zu, nicht aber für die gleichen Schichten in der Tiefe.

Überall wo diese Schichten auch in den neueren Bohrungen von Lublinitz und Karlsruhe durchbohrt wurden, erwiesen sie sich im Gegenteil als außerordentlich kalkig, wie dies auch hier in den sämtlichen Bohrungen von Helenenthal der Fall ist.

Ich möchte bei dieser Gelegenheit noch auf eine andere Beobachtung hinweisen. Trotz der in dem weiten Verbreitungsgebiete recht zahlreichen Aufschlüsse ist in den roten Tonen bezw. Mergeln des Keupers im nördlichen Oberschlesien niemals eine Gipsführung erwähnt worden, ebenso wie ja auch ausdrücklich die tonige, fast kalkfreie Natur der die Hauptmasse der Bildung zusammensetzenden braunroten und bunten Letten betont worden ist. Auch dies bedarf einer berichtigenden Ergänzung. Denn sowohl in der Tiefbohrung von Oppeln (vgl. Michael, Z. d. D. g. G. 1902, S. 10) wie der Bohrung Gr. Zölling (Zimmermann ebenda 1901, S. 20) sind im Mittleren Keuper typische Gips und Anhydrit führende Schichten durchbohrt worden. Ebenso erwähnt Gürich von einer von Wysogorski beschriebenen Bohrung bei Vossowska eine Gipsführung der Mittleren Keuperschichten. Deshalb ist es nun von Interesse, daß ich kürzlich in einer mir zugegangenen neuen Bohrung aus Karlsruhe bei Oppeln (eine ältere ist bereits in diesem Jahrbuch 1907, S. 208 erwähnt) auch in den roten oder braunroten Keupermergeln des nördlichen Oberschlesiens eine durchgängige Gipsführung von primärem Gips feststellen konnte. Diese Bohrung hat nach 5 m Diluvium und 38 m obermiocänen Schichten, die meist aus Flammenton bestehen, bis 145 m Keuperschichten durchbohrt. Die roten, kalkreichen, gipsführenden Mergel beginnen nach einer kaum 1,5 m starken, kalkfreien roten Tonschicht und bestehen aus drei, nur durch meterstarke graue Mergel getrennten Schichten von 32, 14 und 34 m Stärke. Auch die darunterfolgende noch 18 m mächtige Schicht weist überwiegend rote Mergel neben grauen Schiefertonen auf. Darunter folgen graue, tonige Mergel, die augenscheinlich schon dem Unteren Keuper, der Lettenkohlengruppe, angehören. Der Mittlere Keuper ist also hier über 80 m mächtig.

Die Keupermergel treten im südlichen Teile von Helenenthal in den Ziegeleien am Nordabhange des Piazuskaberges zu Tage und senken sich also nur unwesentlich in nördlicher Richtung ein. Die Oberkante wurde im Bohrloch 1 bei 298 m, im Bohrloch 2 bei 282 m, im Bohrloch 3 bei 257 m und im Bohrloch 5 bei 252 m erreicht. Dies ergibt bei einer Entfernung der beiden äußersten Bohrpunkte von 1200 m nur ein Einfallen von rund 4°.

Herr Dr. Komorowicz, der das an Helenenthal anstoßende Keuper- und Juragebiet in Russisch-Polen geologisch aufnimmt, und welchem ich kürzlich meine Auffassung über das Alter der durchbohrten Schichtenfolgen auseinandersetzte, äußerte die Vermutung, daß die im Bohrloch 1 erbohrten roten Mergel vielleicht nicht dem Mittleren Keuper, sondern einem höheren Horizont angehören könnten, der z. B. in den Bohrlöchern 3 und 5 festgestellt worden war. Doch spricht die völlige Übereinstimmung der kalkigen Mergel in den Bohrlöchern sowohl untereinander, wie mit den Mergeln aus der Ziegelei, ebenso wie die Mächtigkeit, in der sie auch im Bohrloch 1 angetroffen wurden, für die von mir geäußerte Ansicht, daß hier die Mittleren Keupermergel sich herausheben. Auf die Verschiedenheit der oberen roten Mergel habe ich bereits hingewiesen. Auch Herr Dr. Komorowicz hat in seinem Aufnahme-Gebiete nirgends eine derartige starke Neigung der Schichten beobachtet, wie sie von Schmidt für die Gegend von Helenenthal angenommen war. Überall liegt, was auch mit meinen Beobachtungen und mit den älteren Angaben von v. Carnall und Roemer durchaus im Einklang steht, fast horizontale Lagerung oder nur unmerkliche Neigung vor, wie dies nunmehr auch durch das Profil bestätigt wird.

Die Höhenunterschiede sind bei der großen horizontalen Entfernung so unmerklich, daß man daraus, sofern nicht andere Momente hinzukommen, endgültige Schlußfolgerungen meiner Ansicht nach nicht ziehen kann; sie sprechen also auch nicht gegen die von mir geäußerte Ansicht.

Von besonderem Interesse sind nun die über den roten Keupermergeln in allen Bohrungen nachgewiesenen sandigen Kalkmergel- und Kalkschichten. Sie lassen erkennen, daß es sich um eine

durchgehende und zusammenhängende, stratigraphisch wohl unterscheidbare Ablagerung handelt. Mit den charakteristischen Woischniker Kalken, die weiter im S. von Helenenthal und im W. bei Woischnik und Lubschau anstehen und durch ihre Festigkeit die Höhenzüge bedingen, sind die erbohrten Schichten nicht identisch. Wohl aber könnten sie mit den bereits von v. Carnall beschriebenen licht aschgrauen bröckligen Kalkmergeln, die lokal über den Woischniker Kalken auftreten, in Beziehung gebracht werden. Ferner könnten diese Bildungen der von Roemer beschriebenen Lissauer Breccie entsprechen, welcher namentlich die im Bohrloch 3 durchbohrte Schichtenfolge sehr ähnlich ist.

Die Auffassung, daß die roten Keupermergel sich südlich von Helenenthal zur Tagesoberfläche herausheben, erfährt nun auch durch das Verhalten der Kalkmergel, die gleichfalls sich nach S. erheben, eine weitere Stütze. Ebenso lassen sich die älteren Beobachtungen Roemer's, der südlich von Helenenthal am Abhange des Karlsberges, wie oben erwähnt, ähnliche Schichten anstehend beobachtete, gleichfalls mit dieser Annahme ungezwungen erklären. Nach dem südlichen Höhenzuge heben sich also die Mittleren Keuperschichten allmählich heraus.

Ebenso neuartig ist die über den Kalkmergeln und im Bohrloch 1 über den roten Letten angetroffene Konglomeratschicht. Im Bohrloch 1 sind die Konglomerate allerdings, soweit die untersuchten Proben erkennen ließen, mit Trümmern von sandigen Kalkmergeln und Kalken durchmengt, ohne daß es möglich wäre, die einzelnen Schichten auseinander zu halten. Die Konglomerate sind dann in den Bohrlöchern 2, 3 und 5 nachgewiesen.

In dem Bohrloch 2 erreichen die Konglomerate ihre größte Mächtigkeit. Wie bereits erwähnt, lassen sich petrographisch besondere Eigentümlichkeiten nicht feststellen. Die Gerölle reichen nicht über Walnußgröße hinaus; ihre Größe schwankt zwischen Erbsen- und Haselnußgröße. Es sind überwiegend Quarze verschiedenartigster, vorwiegend rötlicher Färbung, vereinzelt kommen Kieselschiefer, Muschelkalkgerölle und dann Gerölle eines dichten weißen Kalksteins hinzu, der an den von Roemer beschriebenen festen Woischniker Kalk erinnert. Über das Bindemittel

und den Grad ihrer Verfestigung läßt sich leider nicht viel sagen; beim Bohren erwiesen sie sich als nicht sonderlich fest. Gips wurde jedenfalls nirgends gefunden, doch schließt dies nicht aus, daß dieser das ursprüngliche Bindemittel abgegeben hat und bereits zu einer früheren Zeit ausgelaugt worden ist. Eher ließe sich vielleicht ein solches von kalkig-toniger Beschaffenheit annehmen.

Die Konglomerate finden sich durchgehend, aber in verschiedenartiger Mächtigkeit. In Übereinstimmung damit steht die Tatsache, daß im Bohrloch 2 sich über den Konglomeraten eine mächtige Sandsteinschicht einstellt, die gleichfalls in dem angegebenen Profil nach N. an Mächtigkeit abnimmt. Im Bohrloch 6 erreicht dann die Sandsteinschicht, welche hier die Konglomerate mit vertritt, wieder 20 m Mächtigkeit. In der Mitte des Gebietes treten, wie durch das Bohrloch 3 und durch das noch zu erwähnende alte Bohrloch auf dem Gutshofe nachgewiesen wird, graue und rote Mergel, auch bunte Mergel auf, die im N. nochmals von einer weiteren Konglomeratschicht überlagert werden und überall von der bereits erwähnten mürben Sandsteinschicht bedeckt sind.

Über den Sandsteinen finden sich dann noch bunte Tone und kalkreiche Mergel, darüber im Bohrloch 2 nochmals Konglomerate und dann eine im gesamten Gebiete gleichartig entwickelte Schicht von graublauen sandigen Tonen und Mergeln.

Über dieser Schichtenfolge tritt noch einmal im S. und N. ein tonstreifiger Sandstein, im N. weiterhin eine aus grauen und roten kalkreichen, aber helleren Mergeln gebildete Ablagerung auf. Mit Ausnahme des nördlichen Gebietes bedecken dann überall gleichmäßig die Schichtenfolge blaugraue, sandige Tone, die ihrerseits wieder von den eisenschüssigen Sandsteinen des Braunen Jura überlagert werden.

Die Schichtenfolge im nordöstlichen Teile des Gebietes ist augenscheinlich einfacher. Hier ist über den sandigen Kalkmergeln lediglich eine 20 m mächtige Zone von Sandstein, darüber eine 25 m starke Schichtenfolge von roten und bunten Mergeln entwickelt. Die Sandsteine, die meist kalkiges Bindemittel haben, erinnern an die Kamienitzer Sandsteine Roemer's.

Nach den bisherigen Aufschlüssen muß es dahingestellt bleiben, ob die blauen Tone noch zum Braunen Jura oder bereits zum Oberen Keuper zu rechnen sind; letzteres ist wohl mit Rücksicht auf die gesamte übrige Schichtenfolge wahrscheinlicher.

Solange aus diesen Schichten keine beweisenden Versteinerungen vorliegen, ist auch die bereits von Römer diskutierte Frage, wie weit die unter dem Braunen Jura auftretenden Schichten noch dem in diesen östlichen Gebieten sonst fehlenden Lias zuzurechnen sind, nicht zu behandeln.

Aber wenn man auch die gesamte, zwischen den roten Mergeln des Mittleren Keupers einerseits und dem blauen Ton bezw. eisenschüssigen Sandstein des Jura andererseits in Helenenthal nachgewiesene Schichtenfolge als Oberen Keupers auffaßt, bleiben gewisse Schwierigkeiten, diese Schichtenfolge mit der von Römer gegebenen Gliederung in Übereinstimmung zu bringen.

An anderer Stelle[1]) habe ich bereits unter dem Eindruck von gelegentlichen Begehungen in früheren Jahren Zweifel geäußert, ob die von Römer im wesentlichen nach den Eisenerzen durchgeführte Trennung des oberschlesischen Rät in die Wilmsdorfer und Hellewalder Schichten sich überall werde aufrecht erhalten lassen. Namentlich wird dies nach meiner jetzigen Überzeugung für alle die Gebiete kaum durchführbar sein, in denen die wohl etwas verschiedenartig ausgebildeten Eisenerze völlig fehlen, wie dies z. B. hier der Fall ist.

Nach Römer werden die Wilmsdorfer Schichten von rot- und grünlichgrauen, zum Teil in Mergel übergehenden Tonen, die im allgemeinen hellfarbiger und kalkreicher als die des Mittleren Keupers sind, zusammengesetzt.

Rote Tone und Mergel von ähnlicher Zusammensetzung treten aber ohne Eisenerze im Gebiet von Helenenthal in den verschiedensten Horizonten in unregelmäßiger Entwicklung auf. Die Hellewalder Estherien-Schichten bestehen dagegen aus glimmerreichen, weißen Sandsteinen und weißen Tonen. Sandsteine, welche denen von Hellewald genau entsprechen, treten hier allerdings nirgends

[1]) Michael, Zeitschrift der Deutschen geol. Gesellschaft für 1893, S. 711.

auf, doch zeigen die tonstreifigen, in Wechsellagerung mit den oberen roten und bunten Mergeln nachgewiesenen Sandsteine eine ziemlich ähnliche Entwicklung. Hier greifen also beide Bildungen durcheinander, und es ist eine derartige Unterscheidung nicht durchzuführen. Die ganze hier vorliegende Schichtenfolge als Vertreter der Wilmsdorfer Schichten Römer's aufzufassen, ist aber wiederum nicht möglich, weil die z. B. in den Bohrlöchern 6, 4 und 2 unter den roten bezw. bunten Mergeln vorhandenen Sandsteine den Wilmsdorfer Schichten Römer's fremd sind.

Römer geht bei seiner Altersbestimmung von der zweifellos richtigen, durch die jetzt nachgewiesene Gipsführung noch weiter bestätigten Annahme aus, daß die roten, gelegentlich grüngeflammten Tone (richtiger Mergel), welche im gesamten Verbreitungsgebiet des Keupers vorherrschen, dem Mittleren Keuper angehören.

Die petrographisch abweichende, aber durch *Esteria minuta* und die Pflanzenreste noch als Keuper charakterisierte Schichtenfolge in dem nördlichen Keupergebiet wird folgerichtig den allgemeinen Lagerungsverhältnissen entsprechend als eine hangendere, also als Rätkeuper aufgefaßt.

Eine Überlagerung der von Römer als Rätkeuper ausgeschiedener Wilmsdorfer und Hellewalder Schichten durch jüngere Schichten ist von ihm anscheinend nirgends beobachtet worden.

Eine Auflagerung der Hellewalder Schichten, deren sandige Gesteine an die Schichten mit *Avicula contorta* erinnern, auf die Wilmsdorfer ist nur aus der Gegend zwischen Landsberg und Pitschen bekannt.

F. Römer faßt nun die von ihm als Woischniker Kalke, Lissauer Breccien und Kamienitzer Sandstein, Blanowicer Kohlen usw. beschriebenen Schichtenfolgen als selbständige Einlagerungen in dem Mittleren Keuper auf.

Das Verbreitungsgebiet der Wilmsdorfer pflanzenführenden Schichten reicht bei weitem nicht so weit nach Süden wie dasjenige der Keupertone, welche Kalke und Breccien führen. Ebenso sind die Hellewalder Estherien-Schichten nur auf den nordwestlichen Teil des Keupergebietes beschränkt. Mit dem Nachweis aber, daß

nun auch in dem Gebiete von Helenenthal die Schichten des Rätkeupers entwickelt sind, gelangt man zu einer einfacheren Auffassung der gesamten Lagerungsverhältnisse. Von Interesse ist eine Angabe Römer's über pflanzenführende Kalksteine von Ellguth bei Woischnik (westlich von Helenenthal). In diesem Kalkstein, der sich von dem typischen Woischniker Kalkstein wesentlich unterscheidet (Geologie von Oberschlesien S. 182) und mehr ein lockerer Sinterkalk ist, sind gleichfalls Pflanzenreste gefunden worden, welche auf Rät hinweisen. Römer spricht die Ansicht aus, daß diese Kalke über die Kalke von Woischnik gehören, aber andererseits unter die sphärosideritführenden Schichten von Wilmsdorf einzureihen seien.

Diese Ansicht von Römer ist nun meiner Ansicht nach durch die neuen Bohrungen durchaus bestätigt worden; höchstwahrscheinlich entsprechen die Kalksteine von Ellguth den in den Bohrungen angetroffenen sandigen Kalkmergeln, die ja, wie bereits erwähnt, sich allmählich nach Süden herausheben.

Weiterer Feststellungen bedarf es allerdings bezüglich der Stellung des Woischniker Kalkes. Vielleicht ergeben glückliche Funde in dem sehr fossilarmen Gestein Anhaltspunkte, die später für eine Zurechnung dieser Gesteine zum Rät sprechen.

Berücksichtigt man nämlich den Umstand, daß doch auch die gleichen roten, aber etwas helleren, kalkreichen Mergel über den typischen roten Mergeln des Mittleren Keupers auftreten, so braucht man an der Annahme nicht festzuhalten, daß die Woischniker Kalke den roten Mergeln des Mittleren Keupers eingelagert sind. Es könnten vielmehr die roten Mergel, die über den Kalken angetroffen worden sind, genau so wie es Bohrprofile ergeben haben, dem Rätkeuper angehören, die Einlagerung also nur eine scheinbare sein. Auch die Ähnlichkeit der Sandsteine, die in Bohrung 6 angetroffen worden sind, mit den Kamienitzer Sandsteinen Römer's, die nach Römer's Auffassung gleichfalls eine Einlagerung in die mittleren, roten Keupertone darstellen, spricht dafür, daß es sich auch hier um eine regelmäßige Schicht über den typischen Mittleren Keupermergeln handeln kann.

Eine Hineinziehung der gesamten hier festgestellten Schichten-

folge zum Mittleren Keuper ist wegen der petrographischen Verschiedenheit der Wilmsdorfer und Hellewalder Schichten, deren Lagerungsverhältnisse zu den darüber folgenden Schichten des Braunen Juras klargestellt sind, nicht angängig. Die in Helenenthal nachgewiesene Schichtenfolge ist nur von einer noch größeren Mannigfaltigkeit, als RÖMER bisher für die jüngeren Keuperschichten festgestellt hat. Die Mächtigkeit der gesamten Schichtenfolge des Rätkeupers ist auf etwa 100 m zu veranschlagen.

Durch die neuen Aufschlüsse sind also einmal abweichend von den Auffassungen der RÖMER'schen Karte im Helenenthaler Gebiet (Blatt Woischnik) anstehend Sandsteine des Braunen Juras und dann Schichten des Rätkeupers in mannigfaltiger Entwicklung nachgewiesen worden.

Die Gliederung der letzteren Schichten in die Wilmsdorfer und Hellewalder Schichten RÖMER's läßt sich auf Grund der hier vorliegenden Aufschlüsse nicht durchführen.

An der rätischen Schichtenfolge sind von unten nach oben beteiligt:

1. weißlichgraue, sandige Kalkmergel, 5 bis mindestens 12 m mächtig,
2. Konglomerate, 2—10 m mächtig, zum Teil in mehreren Bänken entwickelt,
3. Sandsteine, 5—20 m mächtig,
4. graue und bunte und rote Mergel und Tone, 5—25 m mächtig, zum Teil auch in mehreren Lagen auftretend,
5. tonstreifige Sandsteine, 3—15 m mächtig,
6. blaugraue Tone.

Die gesamte Mächtigkeit der hier zum Rätkeuper gestellten Schichtenfolge beträgt in den einzelnen Bohrungen 17, 40, 45, 56, 42 und 58 m, also etwa das Doppelte der Mächtigkeiten, die RÖMER für die Hellewalder und Wilmsdorfer Schichtenfolge angenommen hat. Dabei ist zu berücksichtigen, daß in den Bohrlöchern 4 und 6 die Mittleren Keupermergel noch gar nicht erreicht worden sind, demnach die Mächtigkeitszahlen von 56—58 m noch übertroffen werden können. Der Mittlere Keuper besteht nicht nur aus kalkarmen Tonen, sondern im Gegenteil aus kalk-

reichen Mergeln, die in den einzelnen Bohrlöchern 1, 2 und 5 mit 6,5, 8 und 14,5 m Stärke durchbohrt wurden, ohne daß andere zwischenlagernde Schichten festgestellt werden konnten oder daß die Unterlage erreicht worden wäre.

Roemer hat bereits die Abweichung der petrographischen Entwicklung des Keupers in Oberschlesien von derjenigen des mittleren Deutschlands hervorgehoben. Sie erhalte ihr eigenes Gepräge durch die bunten Mergel mit den pflanzenführenden Schichten und durch die dünngeschichteten Sandsteine der Hellewalder Schichten, ebenso durch das Vorkommen der oben erwähnten Kalkstein-Breccien.

Die neueren Aufschlüsse bestätigen die Sonderstellung des oberschlesischen Keupers weiterhin. Durch den Nachweis der Gipsführung in den Mittleren Keuperschichten und durch die Tatsache, daß die Mittleren Keuperschichten fernerhin doch kalkreicher sind, als früher angenommen wurde, verringern sich allerdings die für den Mittleren Keuper angenommenen Unterschiede schon erheblich. Für den Rätkeuper treten sie aber in um so schärferer Form hervor. Man muß über die Grenzen Deutschlands hinausgehen, um ähnliche Entwicklung vorzufinden.

Im nordwestlichen Deutschland bilden z. B. kalkige Schichten nur hier und da untergeordnete Zwischenschichten in den gelben, feinkörnigen Sandsteinen und den Tonen des Rätkeupers; Konglomerate sind auf deutschem Boden nicht bekannt. Dagegen finden sich kalkige Ablagerungen noch in Schottland z. B. an der Basis des Lias als fossilleere Sandsteine und Konglomerate in ziemlicher Ausdehnung; ebenso treten z. B. auch an der schottischen Westküste graublaue oolithische Kalke auf, die stellenweise Korallen und Schnecken führen und von Zwischenlagerungen brackischer Sandsteine unterbrochen sind. Doch handelt es sich hier um Ablagerungen zweifellos marinen Charakters, also um Bildungen, die in dem oberschlesischen Keuper nicht vertreten sind.

Der weiße englische Lias besteht aus hellgefärbten Kalken und Mergeln mit einer rätischen Molluskenfauna und Korallen von alpinem Habitus.

Dem deutschen Rät waren bisher eigentliche Kalkschichten vollständig fremd. Doch hat neuerdings Herr SCHMIERER im Anschluß an die bereits von v. STROMBECK gemachten Beobachtungen auch in dem Rät derartige kalkige Schichten festgestellt. Hier handelt es sich um Kalke, die nach ihrem allgemeinen äußeren Habitus mehr dem Woischniker Kalke von RÖMER entsprechen, der nach RÖMER's Auffassung den Mittleren Keupermergeln zwischengelagert ist. Ähnliche Bildungen liegen allerdings auch in den dolomitischen Arkosen vor, die aus dem Mittleren Keuper in der Gegend von Koburg bekannt sind.

Weitere Untersuchungen im Bereich des Woischniker Kalkes, der zweifellos älter ist als die rätischen, sandigen Kalkmergel von Helenenthal, werden über die Zugehörigkeit dieser eigenartigen Schichten zum Rät oder Gipskeuper Klarheit bringen.

Berlin, den 20. Januar 1912.

Die Fortsetzung der Lissaer Endmoränen nach Russisch-Polen und die Endmoränen bei Mława.

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

Hierzu Tafel 4 und 5.

Die Ergebnisse der geologischen Aufnahmen bei Breslau und in der weiteren Umgebung dieser Stadt haben zu Untersuchungen über das Alter der dortigen diluvialen Ablagerungen gedrängt. Welche Gesichtspunkte maßgebend waren, das Diluvium Schlesiens nicht der gleichen Vereisung zuzurechnen wie das des nördlichen Teiles der Provinz Posen, ist bereits früher auseinandergesetzt worden[1]). Es war uns dann gelungen, den Verlauf der südlichsten Endmoränen der letzten Vereisung von der Oder über Lissa bis zur russischen Grenze festzulegen[2]). Unsere nächste Aufgabe mußte es sein, diese geologisch wie morphologisch gleich wichtige Linie nach O. und W. hin weiter zu verfolgen. Die Ergebnisse der in westlicher Richtung angestellten Untersuchungen sind bereits veröffentlicht[3]). Im Folgenden werden wir über die Resultate berichten, welche die von uns nach O. auf russischem Boden ausgeführten Beobachtungen gezeitigt haben.

---

[1]) O. Tietze, Die geologischen Verhältnisse der Umgegend von Breslau. D. Jahrbuch 1910, I. Ders., Über das Alter der diluvialen Vergletscherungen in den Provinzen Posen und Schlesien, D. Jahrb. 1910, I.

[2]) J. Behr und O. Tietze, Über den Verlauf der Endmoränen bei Lissa (Prov. Posen) zwischen Oder und russischer Grenze, D. Jahrb. f. 1911, I.

[3]) O. Tietze, Die Endmoränen zwischen Oder und Neiße und der Os von Kalke. D. Jahrb. für 1911, XXXII, II, Heft 1.

Wir benutzen diese Gelegenheit, der Direktion der Kgl. Geologischen Landesanstalt für die Befürwortung unseres den vorstehenden Ausführungen entsprechenden Antrages, dem Herrn Minister für Handel und Gewerbe für die Bereitstellung der erforderlichen Mittel und dem Auswärtigen Amte für die Verhandlungen mit der russischen Regierung unsern Dank auszusprechen. Ebenso gebührt unser Dank dem Herrn Kais. Generalgouverneur von Warschau, der durch einen Geleitsbrief unsere Reise wesentlich förderte, und dem Direktor des Geologischen Comités zu St. Petersburg, Herrn Prof. Tschernyschew, der uns in gleicher Weise seine freundliche Unterstützung zuteil werden ließ.

Als kartographische Unterlage für unsere Bereisung wählten wir die von der Kartographischen Abteilung der Kgl. Pr. Landesaufnahme herausgegebene topographische Spezialkarte von Mitteleuropa im Maßstab 1 : 200000. Trotz dieses kleinen Maßstabes ist diese Karte viel reichhaltiger als die 80000teilige in Rußland herausgegebene Karte, die, abgesehen von der Beschriftung mit russischen Zeichen, auch sonst in der Darstellungsweise ziemlich von unsern Karten abweicht und durch schlechten Druck und den Mangel jeglicher Höhenangaben sich für geologische Arbeiten wenig empfiehlt. Am zweckmäßigsten wären für unsere Aufgabe freilich Karten mit Höhenkurven gewesen; doch sind die russischen Meßtischblätter im Maßstab 1 : 21000 nicht publiziert, da die Aufnahmen geheim gehalten werden. Bei aller Genauigkeit unserer 200000teiligen Karte empfanden wir doch oft die Höhenschraffierung störend, da der Charakter des Geländes leicht verschleiert und bei Übersichtsbereisungen die Orientierung erschwert wird.

Das von uns östlich der deutschen Grenze in der Zeit vom 3.—21. September 1911 bereiste Gebiet läßt sich ungefähr durch die Städte Kalisch-Warschau-Wilna begrenzen.

Das alte Diluvium bei Kalisch und Warschau.

Zwischen Breslau und Warschau ändert sich der Charakter der Landschaft wenig; es ist eine einförmige diluviale Hochfläche mit zahlreichen alluvialen Tälern und Rinnen, die sich aber wegen der geringen Höhenunterschiede gegen die diluvialen Höhen un-

scharf abgrenzen. In der petrographischen Zusammensetzung der die Oberfläche bildenden Schichten fällt aber auch dem flüchtigen Beobachter ein Wechsel auf, der sich in der Vegetation und der kulturellen Verwertung des Bodens ausspricht: weiten Flächen sandigen Bodens bei Łódź stehen die Böden der Umgegend von Warschau gegenüber, die mit ihren Schwarzerdebildungen und dem auf ihnen betriebenen Zuckerrüben- und Gemüsebau an das sich vor den Toren Breslaus südwärts ausbreitende Land erinnern. Der in Schlesien über Quadratmeilen hin beobachtete Horizont eines vom Winde angeschliffenen Steinpflasters kehrt auch in der Gegend von Łódź wieder. Diese Schicht ist oft derart angereichert, daß sie zur Steingewinnung abgebaut wird, wie dies früher auch in Schlesien geschah, selbst wenn über diesem Steinpflaster noch eine metermächtige Lößschicht lag. Während bei Łódź und weiter ostwärts Kiefernwälder, Lupinenbau und eine starke Verdünung des Landes die vorwiegende sandige Beschaffenheit des Bodens anzeigen, entwickelt sich, jemehr man sich Warschau nähert, etwa von Teresin ab, eine Landschaft, in der feinsandige Schichten, unserem Löß namentlich in seiner Randfacies sehr ähnlich, inselförmig auftreten und sich mehr und mehr zu zusammenhängenden Flächen zusammenschließen. Daß dieses Gebilde in der Tat dem Löß gleichzustellen ist, ergab die nähere Beobachtung der Lagerungsverhältnisse in einigen Aufschlüssen bei Warschau. Das Durchschnittsprofil für die Gegend bei Włochy, südwestlich Warschau, wo sich eine große Anzahl Ziegeleigruben befindet, lautet:

Löß,
Steinsohle,
Geschiebemergel,
Staubeckensande und -Tone,
Tertiärer Ton.

Der Löß, ein weißlich gefärbter, schwach toniger Feinsand von etwa 50 cm Mächtigkeit, liegt allenthalben auf einer etwa 1 m mächtigen Geschiebemergelbank und bekleidet diese talauf und talab in gleicher Mächtigkeit. Zwischen beide schiebt sich ein Horizont nordischer Geschiebe. Zwar kann man hier nicht mehr

von einem Steinpflaster reden, wie in Schlesien; die Zahl der Geschiebe ist wesentlich geringer, doch finden sich dabei häufig charakteristische Windschliffe. Unter der Grundmoräne folgen dann bis 5,5 m mächtige tonige Feinsande, die eine große Ähnlichkeit mit Staubeckenbildungen in Schlesien besitzen. Wie letztere sind sie in dünnen Lagen deutlich gleichmäßig geschichtet und beweisen damit ihre Ablagerung in einem Becken stehenden Wassers. Wie die schlesischen sind aber auch sie nach ihrer Ablagerung vielfach gestört worden. In der Ziegeleigrube von Jelonek zeigen sie eine Stauchung durch glazialen nach SO. gerichteten Schub, durch den die Schichten steilgestellt und selbst überkippt und tertiäre Tone aus dem Untergrund in sie eingepreßt wurden. Die Grundmoräne lagert horizontal darüber. Sonst werden die Feinsande von mittelkörnigem Diluvialsand unterlagert. Im allgemeinen ist das Glazialdiluvium in der Gegend von Warschau nur von geringer Mächtigkeit; an wenigen Stellen freilich will man auch größere Mächtigkeiten beobachtet haben; es sind dies wohl, wie in Schlesien, Ausfüllungen von Tälern, die vor der Vereisung bereits ins Land eingeschnitten waren. Es ist sehr wahrscheinlich, daß die Weichsel vor der Vereisung ungefähr dasselbe Tal wie heute benutzt hat, und daß sich innerhalb dieses alten Talbettes die größten Mächtigkeiten im glazialen Diluvium finden müssen. Auf dem Südufer des Flusses treten jedenfalls in einem weiten Halbkreis um die Stadt herum allenthalben die tertiären Tone an die Oberfläche. Die Oberflächenformen sind flach, und nur dort, wo der Fluß frisch erodiert, begegnet man Steilabbrüchen und anderen jungen Erosionsformen.

Ebenso ist es bei Kalisch. Über dem jurassischen Kern wölbt sich eine flachwellige Hügellandschaft, wiederum im wesentlichen aus obermiocänen Tonen bestehend, in die ziemlich tief die Prosna mit ihren Nebenflüssen eingeschnitten ist. Die Hügel werden bekleidet von Geschiebemergel, der, wie in allen starker Denudation ausgesetzt gewesenen Gebieten, nur noch in seinen unteren als Lokalmoräne und deshalb sehr tonig entwickelten Schichten erhalten ist. Nach Norden hin senkt sich die weite Fläche allmählich bis in 100 m Meereshöhe. In allen von uns auf dem Wege nach

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Konin beobachteten Aufschlüssen, Ziegeleigruben und Drainagearbeiten zeigt sich der Geschiebemergel noch in derselben Ausbildungsweise. Erst von Stare Miastó an wird er sandig, und es ist fraglich, ob man es hier noch mit demselben oder bereits dem jüngeren Geschiebemergelhorizont zu tun hat, da das jüngste Eis bis dorthin gereicht haben kann; liegen doch nördlich Konin auf dem rechten Wartheufer bereits die Endmoränen der letzten Vereisung. Den oberen Abschluß der Glazialbildungen zwischen Kalisch und Konin bildet eine außerordentlich reiche Bestreuung mit natürlich windgeschliffenen Geschieben, jedenfalls die Fortsetzung unserer schlesischen Windschliffsohle.

Nur auf eine längere Strecke, von Stawiszyn nordwärts bis kurz vor Rychwal, wo sich auch das Gelände zeitweise unter die 100 m-Kurve senkt, bildet Dünensand mit aufgesetzten Dünenkämmen die Oberfläche. Nordwestwärts senkt sich das Gelände bis ins Alluvium der Prosna und Warthe. Es ist ein weites flaches Gebiet, das offenbar zur Zeit, als die Endmoränen der letzten Vereisung abgelagert wurden, als Sammelbecken die Schmelzwässer von O. und W. aufnahm und daher stark mit Sanden überschüttet wurde. Erst als das jüngste Eis jene äußerste Stillstandslage verlassen hatte, brachen Warthe und Prosna nach NW. durch die frischen Aufschüttungen durch, wobei die Sandflächen trocken gelegt wurden und vom Winde angegriffen werden konnten. Während die Endmoränen selbst an der Durchbruchsstelle zum größten Teil der Erosion der beiden Flüsse zum Opfer fielen, wurden die Sande durch den Wind nach O. geweht und haben heute bereits, wie gesagt, die Straße Kalisch-Konin in breiter Fläche überschritten. Unter den Dünen liegen glaziale Sande, Geschiebemergel oder Geschiebemergel in dünner Bank über tertiärem Ton, ein Beweis, daß auch hier das Glazialdiluvium noch sehr wenig mächtig ist.

Die Endmoränen von Konin bis Chodecz.

Hat man bei Konin die Warthe überschritten, so ändert sich sofort das Landschaftsbild. War bisher die Gegend eine eintönige weite Ebene, die nur ab und zu durch einzelne alluviale Rinnen

oder die unruhigen Formen von Dünenzügen unterbrochen wurde, so beginnt jetzt ein lebhafter Wechsel von Hügeln und Tälern, von Seen und vertorften Becken, eine Landschaft, die den deutlichen Stempel ihres jugendlichen Alters an sich trägt, glaziale Formen, wie sie Nord-Deutschland kaum schöner und typischer aufzuweisen hat.

Sobald die Straße Konin-Sleśin das Warthetal verlassen hat, überwindet sie bis zum Dorfe Nieslusz kurz hintereinander zwei Rücken, die flach nach S., nach N. aber steil abfallen, und hinter denen beim obengenannten Dorf ein kleiner See eingesenkt ist. Sie bilden nach S. gewandte Bögen, und wir haben in ihnen die äußerste Staffel des großen Endmoränenzuges vor uns, der in seiner Hauptentwicklung etwas weiter nördlich unmittelbar vor den großen Stauseen von Kazimierz von W. nach O. vorbeizieht. Diesen Hauptbogen, den die Straße bei Gosławice erreicht, haben wir nach W. bis Głodowo verfolgt. Er wendet sich von dort aber, soweit wir sehen konnten, nach SW. auf Golina zu und erreicht dort das Wartheufer. Jenseits des Flusses ragen noch einmal Höhen östlich Zagorów zwischen Skokom und Kopojno bis über 100 m auf, während die weite Ebene ringsum sich in 80—90 m Meereshöhe hält. Es ist das oben schon erwähnte Gebiet, von dem wir annehmen, daß es die von O. und W. kommenden Schmelzwasser aufnahm. Vor den auf dem nördlichen Wartheufer gelegenen Endmoränen liegen z. T. flach nach S. abfallende Sanderebenen oder Schmelzwasserrinnen oder Höhenzüge, die wir für die Reste der durch die Schmelzwasser der nachfolgenden Staffel zerstörten vorderen Staffel halten müssen. Hinter den Endmoränen aber, die durch kleine Schmelzwasserrinnen in einzelne Gruppen zerschnitten sind, und deren höchste Erhebung das alte Jesuitenkloster Bieniszewo trägt, breiten sich große Seenflächen aus, vor allem der etwa 5 km lange und an 2 km breite Gosławice-See und der fast ebenso große Pontnów-See, die aber beide bereits große Teile durch Verlandung verloren haben. Diese Endmoränen senken sich nach S. ganz flach, fallen nordwärts ziemlich steil zu den Seen ab, und bestehen, soweit wir sehen konnten, aus steinführenden Sanden. Die Sandersande sind in mehreren Gruben bei Chorzeń

aufgeschlossen und bestehen dort aus geschichteten Geschiebesanden.

Während der Hauptbogen östlich Gosławice allmählich sich verflacht und unter die Torfflächen am Rande des Pontnów- und Lichen-Sees untertaucht, entwickelt sich die vorderste bei Niesłusz gelegene Staffel nach Osten hin zu beträchtlicher Höhe. Sie biegt von SW. nach NNO. um und zieht sich viele Kilometer weit von der Warthe bis zum Lichensee hin. Vor diesem Hauptzuge erhebt sich wieder ein niedrigerer Zug, von Grójec bis Wola Podłeuźna, der in dieser Richtung wieder der äußersten Stillstandslage des Eises entsprechen dürfte. Der Hauptbogen bildet ganz außerordentlich steile Rücken bei Izabelin, senkt sich bei Lichen-Nowy auf kurze Strecke bis beinahe zum Niveau des Sees, steigt aber nordwärts bei Lichen von Neuem zu bedeutenden Höhen an, die wir aber nicht weiter verfolgten. Von diesen Höhen zieht sich eine mehrere Kilometer breite mit Torf angefüllte Alluvialrinne zur Warthe hinab. Sie steht in unmittelbarer Verbindung mit den weit im Hinterlande der Endmoränen gelegenen Seenbecken von Połajewo und des bereits auf deutschem Gebiet gelegenen Goplosees und hat also offenbar noch lange, nach dem das Eis die vordere Stillstandslage verlassen hatte, zur Abführung der Schmelzwasser zum Warthetal gedient. Den Übergang von den Höhen dieses Endmoränenzuges bis zur oben beschriebenen Torfrinne bilden mehr oder weniger breite Sanderflächen. Auf dem Sander der Endmoränen von Lichen liegen die Orte Lichen-Nowy, Helenów und Gać. Im Hinterlande dieses Endmoränenbogens liegt eine stark bewegte Grundmoränenlandschaft; die Grundmoräne beobachteten wir in Wegeeinschnitten längs der Straße Niesłusz-Gromblin.

Vom nächsten Lobus unserer Endmoräne trennt uns nur die Torfrinne zwischen Gać und Stefanów. Bei diesem Orte erhebt sich mit sanftem Ansteigen nach Osten hin eine sanderartige Fläche. Sie bildet den Westhang einer Hochfläche, auf deren westlichen Rand nord- und südwärts von Stefanów je ein langgezogener Rücken aufgesetzt ist. Der von Stefanów nach Raciencice von W. nach O. führende Weg schneidet eine Reihe von

NW. nach SO. verlaufender Rücken, zwischen denen z. T. langgestreckte Seen liegen. In einer dieser Rinnen liegt Smolarnia, in einer andern Bagno; diese Rücken entwickeln sich in südöstlicher Richtung zu einer Reihe von modellartig schönen Endmoränenbögen, die wir auf dem Wege von Raciencice nach Koło der Reihe nach nochmals kreuzten. Auf eine Entfernung von kaum 3 km folgen sich 6 größere und eine Reihe kleinerer Bögen, die durch tiefe mit Wasser oder Torf angefüllte Rinnen von einander getrennt sind. Hinter einem der innersten Bögen liegt an einem nordsüdlich gestreckten See das Dorf Luczywno, dessen Häuser, am steilen Nordabfall der Endmoräne gelegen, sich in dem mit grünen Matten umgebenen See spiegeln, ein Bild von wunderbarem landschaftlichen Reiz. Von der Höhe der Endmoränenkämme aus kann man deutlich ihren Verlauf nach O. verfolgen, und wie sie sich wieder nach NO. wenden. Der äußerste und südlichste Bogen, der bei Smolniki über die Straße setzt, scheint weiter im Westen durch die Schmelzwasser, die von den dahinterliegenden Endmoränen abflossen, zernagt worden zu sein, so daß nur noch einzelne Zeugen seinen ehemaligen Verlauf verraten. Es sind dies die Höhen von Mynisko, Rysiny und Swienciec, letztere schon von Stefanów aus beobachtet. Vor dem südlichsten Bogen fällt eine weite Sandfläche auf Nowawies ab, auf die sich südlich dieses Ortes und bei Budy große Dünenzüge aufsetzen. Diese sind offenbar aus den weiter westwärts gelegenen Sandersanden ausgeweht. Der Weg führt von Budy bis nach Koło durch flachwellige Höhen, die ohne stark hervortretendes Ufer allmählich in die Alluvialflächen des Warthetales übergehen.

Hinter den Endmoränen dieses Lobus liegen die Stauseen von Lubstów und Monkolno. Die östliche Fortsetzung der Endmoränen konnten wir weiter nicht verfolgen. Sie scheinen sich nordöstlich über Smolniki (nicht mit dem oben genannten Ort gleichen Namens zu verwechseln), Kazubek, Janowice nach Siedliska hinzuziehen. Wenigstens scheint der große südöstlich dieser Orte sich ausbreitende Wald auf dem zu den vermuteten Endmoränen gehörigen Sander zu stehen.

Während bisher die Sander fast unmittelbar in die Alluvionen des Warthetales übergingen, ändert sich dies Verhältnis weiter ostwärts insofern, als die Schmelzwässer von Kolo an stets erst weite Wege zurückzulegen hatten, bis sie eins der großen Flußtäler erreichen konnten. Sie schnitten sich auf dem Wege dahin große und breite Täler in die alte Hochfläche ein, die natürlich heute noch bestehen und in ihrer Entwicklung in gar keinem Verhältnis stehen zu den kleinen Bächen, die sie zur Zeit noch benutzen. Zum Teil sind sie heute überhaupt verlassen. Wo die Abwässer einer Endmoräne durch solche Schmelzwasserrinnen abflossen, tritt nach den bisherigen Beobachtungen gewöhnlich der Sander in seiner Entwicklung mehr zurück.

Die Verbindung zwischen den Endmoränen von Raciencice und Brdów bildet ein bis zu 166 m Meereshöhe ansteigender Bogen zwischen den Orten Lipiny und Ozorzyn. Von hier ziehen sich über Bubiak auf Brdów mehrere Staffeln von Endmoränen hin, die alle ihren Sander nach SO. kehren. Der diesen Höhen vorgelagerte Schild, in dessen Mitte etwa Wizonca-Wielka liegt, zwang die Schmelzwasser, die nicht unmittelbar in südwestlicher Richtung in den zu den Raciencicer Endmoränen gehörigen Sander abfließen konnten, den Schild in einem ostwärts gekehrten Bogen zu umfließen. Diese Wasser erreichten südwärts Grzegorzew erst das Warthetal. Die Endmoränen, die bei Brdów einen einspringenden Winkel bilden, umschließen die Seen von Brdów und Modzerowo, die in eine sanft bewegte, aber typische Grundmoränenlandschaft eingesenkt sind. Südlich vom innern Bogen von Modzerowa breitet sich ein großes Torfbecken aus, das im Süden wiederum von einem deutlichen, wenn auch niedrigeren Bogen umschlossen wird. Dieser Bogen verliert sich allmählich ganz bei Lucynowo. Südlich der Straße Lucynowo-Katarzyna zeigt sich nochmals ein langestreckter, schmaler, aber ziemlich niedriger Rücken, auf dem der Ort Kencerzyn liegt. Die von diesem Bogenteil kommenden Schmelzwasser konnten in einer ziemlich tief eingeschnittenen Rinne über Bierżwienna, Slupeczka und Okoleniec die oben schon erwähnte Schmelzwasserrinne er-

reichen und gemeinsam mit den vom westlichen Teil dieser Endmoränen abfließenden Schmelzwassern zum Warthetal gelangen.

Zwischen Przedecz und Kłodawa breitet sich eine große, schwachwellige Ebene aus. Es existieren in diesem Zwischenraum weder Endmoränen, noch Sander, noch Schmelzwasserrinnen. Der See von Przedecz ist ganz flach eingesenkt, wie Seen in einer Grundmoränenlandschaft. Seine Ufer senken sich ganz allmählich unter den Wasserspiegel. Es scheint, daß in dieser Richtung das Eis keine Endmoränen bilden konnte, weil ihm entweder nach SW. oder NO. ein bequemerer Weg gegeben war. So mußte das Eis südlich Przedecz ziemlich tot liegen. Südöstlich des genannten Ortes erheben sich aber wieder steile Höhen, die bis zu 134 m Meereshöhe ansteigen und nach NO. umbiegen. Vor ihnen beginnt südöstlich von Dziwie eine Schmelzwasserinne, die über Kalen, Kocewia zum Tal der Rgitówka führt. Dieser kleine Bach fließt in einem tiefen und breiten Tale südlich Kłodawa vorbei nach W. und erreicht die oben erwähnten alten Schmelzwasserrinnen oberhalb Grzegorzew, so daß also auch diese Schmelzwasser an derselben Stelle ins Warthetal eintraten. Hinter den südöstlich Przedecz gelegenen Höhen liegt ein weites vertorftes Becken, davor ein kleiner mit Wald bestandener Sander.

Es war uns bereits von Brdów aus aufgefallen, daß die Entwickelung der Endmoränen mit dem Fortschreiten nach O. hin geringer wurde und schließlich stellenweise, wie zwischen Przedecz und Kłodawa, ganz aussetzte. Wir glaubten daher, uns zu weit südlich gewandt zu haben, und daß die Hauptbögen weiter nördlich lägen. Deswegen bogen wir auf dem halben Wege Przedecz-Dombrowice im rechten Winkel von unserm westöstlich gerichteten Wege ab. Bei Dziwie und Nowawies-Wielka bemerkten wir noch überaus reiche Steinbestreuung auf den Feldern, dann kamen wir in der Richtung von Chodecz in eine von Schmelzwasserrinnen zerschnittene ziemlich ebene Landschaft, die aber östlich Chodecz den typischen Charakter der kurzkuppigen Grundmoränenlandschaft annimmt. Einige Rücken östlich und westlich des Sees von Chodecz dürften vielleicht noch am ehesten als end-

moränenartige Rückzugsbildungen des letzten Eises gedeutet werden. Es unterliegt aber keinem Zweifel, daß das Gebiet von der Station Kaliska nordwärts bis zur Weichsel noch zum Bereich der jüngsten Vereisung zu rechnen ist. Es ist bedeckt mit jungen Formen, tief eingeschnittenen Erosionsrinnen, Grundmoränen- und Stauseen. Doch fanden sich auf diesem Wege keinerlei Formen, die wir als Endmoränen hätten deuten können.

Es senkt sich aber am südlichen Weichselufer zwischen Kowal und Włozławek die diluviale Hochfläche in einem breiten das Weichseltal begleitenden Streifen um ein Beträchtliches gegen das südlich benachbarte Gebiet. Wir glaubten es mit einer bedeutenden Erweiterung des Weichseltales und einer alten Terrasse zu tun zu haben, auf der sich noch Altwasserläufe erhalten hätten. Denn diese niedriger gelegene Fläche ist mit zahllosen in der Richtung der vermuteten Eisbewegung, aber auch der des heutigen Flußlaufes gestreckten Seen bedeckt. Dagegen ist das eigentliche Weichseltal, in dem wir außer der Alluvialterrasse noch eine höher gelegene ältere Terrasse erkennen konnten, gegen diese Fläche deutlich abgesetzt. Das jüngste Glazial scheint sich demnach am Weichselfluß aufwärts bis in die Gegend von Gombin vorgeschoben zu haben. Dafür spricht das Vorkommen von zahllosen Seen sowohl auf dem höher wie auf dem tiefer gelegenen Glazial bis in die Gegend von Gombin, ebenso auf dem rechten Weichselufer weit nach O. über Płock hinaus. Dafür spricht ferner das Vorkommen von Schmelzwasserrinnen bis in die Gegend von Gostynin hin, die nach SO. entwässerten, während in der Gegend von Gostynin, also hinter der vermuteten Eisrandlage, eine Umkehr des Wasserlaufes nach N eingetreten ist und der junge Fluß auf dem kürzesten Wege der Weichsel zufällt. Wenn die jungglazialen Formen auf beiden Ufern der Weichsel weniger deutlich ausgebildet sind, so dürfte dies vielleicht darauf zurückzuführen sein, daß die Eismassen vorzugsweise in dem jedenfalls in ziemlicher Breite bereits präexistierenden Weichseltale sich aufwärts bewegten und dort auch vorzugsweise ihre Schmelzwasser frei wurden. Die Höhendifferenz der Oberfläche des Höhendiluviums bei Gostynin

und Plock gegen die des in unmittelbarer Nachbarschaft des südlichen Weichselufers abgelagerten Glazials beträgt immerhin gegen 50 m, so daß man wohl annehmen kann, daß derartig verschiedene Bedingungen für das Fortschreiten der Eismassen diese auch in ihrer Bewegung und in ihrer Einwirkung auf den Untergrund wesentlich beeinflußt haben müssen.

Von Chodecz an liefen die Schmelzwasser nicht mehr unmittelbar zum Warthetal ab, sondern zu einem breiten Tale, das heute noch die Warthe mit der Weichsel verbindet, ohne jedoch einem einheitlichen Wasserlauf als Weg zu dienen. Dieses Tal wird im Westen vom Ner, der in die Warthe mündet, durchflossen, im größeren östlichen Teile von Lenczyca ab von der Bzura, die in die Weichsel mündet. Eine Strecke weit westlich Lenczyca ist das Tal ganz trocken, aber in gleicher Breite ausgebildet wie östlich und westlich. Nach Osten zu senkt es sich ganz beträchtlich bis zur Weichsel hin. Das Weichseltal wird dort nach der Bodenkarte Polens von Miklaszewski[1]) außerordentlich breit, und zu gleicher Zeit kommt dort von NO. her ein 20—30 km breites altes Tal an die Weichsel heran, so daß die Wahrscheinlichkeit groß ist, daß das Gebiet unterhalb Warschau als ein weiteres Sammelbecken für die Wasser der letzten Eiszeit gedient hat.

Die Fortsetzung unserer Endmoränen ist demnach nördlich der Weichsel und dieses eben erwähnten alten, heute vom Bug durchflossenen Tales zu suchen, ungefähr in der Richtung der gestrichelten Linie auf der beigegebenen Übersichtskarte, in östlicher bis nordöstlicher Richtung von Plock aus. Wir aber bewegten uns von Wloclawek aus nordostwärts auf Sierpc zu im jungen Glazial.

Die Endmoränen von Mława.

Bei Wlozlawek fällt das nördliche Weichselufer 70—80 m steil zur Wasserfläche ab. Das junge Tal ist bis ins Tertiär eingeschnitten, das oberhalb Wlozlawek auf eine Strecke von über 100 km am Nordufer der Weichsel bekannt geworden ist.

[1]) vom Jahre 1907.

Das nordwärts der Weichsel sich ausbreitende Glazial ist als flach wellige Grundmoränenlandschaft entwickelt, in die bald vereinzelt, bald in kleinen Reihen angeordnet kleine und größere Seen eingesenkt sind. Junge Rinnen, die wohl z. T. nacheiszeitlicher Erosion ihre Entstehung verdanken, führen die Wasser zur Weichsel ab. Doch waren auch steilere Erhebungen zu beiden Seiten des Weges, so westlich Piaski, zu beobachten, ohne daß wir Zeit gehabt hätten, sie näher zu untersuchen. Erst nördlich Sierpc mehren sich solche Erscheinungen. So kreuzen bei Wola Stara kurze Rücken in ostwestlicher Richtung den Weg, und bei Skrwilno schlingen sich um den See bogenförmige Höhen, die nach S. und SO. flach abfallen, etwas steiler gegen den See, so daß dieser als Stausee aufgefaßt werden kann, hinter einer Endmoräne gelegen, deren Fortsetzung nach O. wir in der Folge noch genügend Gelegenheit kennen zu lernen hatten. Vor diesem Endmoränenbogen bei Skrwilno breitet sich in südöstlicher Richtung eine breite Sanderebene aus, die reichlich mit Geschieben bedeckt ist. Aus ihr entwickelt sich ein System von Schmelzwasserrinnen, denen auch von NO., von Mława her, die Schmelzwasser der dortigen Endmoränen zugeflossen sind. Dieses Gebiet ist das von Wahnschaffe auf seiner Übersichtskarte der Hauptmoränenzüge usw. Norddeutschlands[1]) mit blauer Farbe angelegte dreieckige Gebiet östlich Thorn. Die Rinnen vereinen sich zu einer einzigen, die in südöstlicher Richtung zur Weichsel führt.

Nördlich Zuromin erreichten wir die Hauptstaffeln dieses neuen Endmoränenzuges, den wir von da bis Mława auf ungefähr 30 km Länge verfolgten. Schon vor Zuromin erheben sich einzelne Höhen, wie wir solche auch aus der weiter ostwärts gelegenen Sanderlandschaft noch aufragen sahen. Die am Wege beobachteten Rücken sind dicht mit Geschieben bestreut, und wir halten sie für Reste einer äußersten, zerstörten Staffel. Es folgen dann die in NO.-Richtung gestreckten Höhen nördlich Zuromin, hinter denen man noch weitere Staffeln aufragen sieht. Sie springen bis Gościszka zurück und wenden sich von Sarnowo aus südostwärts,

[1]) Die Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes, Stuttgart 1909.

um in einem neuen Bogen wieder bis Kuczbork vorzustoßen. Von diesem Orte ziehen sie, Lobus an Lobus sich reihend und stets in mehreren Staffeln und, so weit wir beobachten konnten, stets aus steinigen Sanden aufgebaut, bis Lomia, wo sie sich wieder südostwärts wenden und in weitem Bogen Mława umgeben. Auch die Schmelzwasser, die von diesem äußersten östlichen uns bekannt gewordenen Bogen abflossen, strömten nach W. der oben erwähnten Sammelrinne zu. Hinter den Endmoränen liegen vertorfte Becken. Etwa 20 km weiter nördlich liegen die bereits bekannten Endmoränen von Neidenburg. Die Mławaer Endmoränen bilden also wahrscheinlich das äußere Zeichen einer jüngeren Stillstandslage des zurückschmelzenden letzten Inlandeises, da wir, wie oben ausgeführt, vermuten, daß die äußersten Endmoränen weiter südlich vorbeiziehen. Die Mławaer Endmoränen entsprächen somit zeitlich etwa den Endmoränen von Posen und Gnesen, während die Neidenburger Endmoränen einer noch späteren Stillstandslage dieses Eises zugehören müßten. Dieser Schluß hat einigermaßen seine Bestätigung dadurch gefunden, daß wir von Bialystock nordwärts nur noch junges Glazial beobachteten. Endmoränenartige Bildungen finden sich aber wieder bei Grajewo, nahe der ostpreußischen Grenze, wir konnten sie aber aus Zeitmangel nicht näher untersuchen. Es hätte dann also in der Gegend von Bialystock der äußerste Rand des jüngsten Eises gelegen, bei Grajewo hätten wir eine jüngere, vielleicht der Mławaer entsprechende Stillstandslage.

Von Bialystock südwärts führt die Bahn durch das weite schon erwähnte Tal des Bug. Zu beiden Seiten hat man nur die weite, oft mit gewaltigen Dünen bedeckte Talsandfläche der älteren Terrasse vor sich, während der junge Fluß mit seinen Alluvionen nur wenig in diese eingeschnitten ist. Nordwärts Bialystock, namentlich auf der Strecke Grodno-Wilna, türmen sich Endmoränen auf Endmoränen, ein Bild, wie es großartiger kaum Ostpreußen mit seiner wundervollen Moränenlandschaft bietet. In nordöstlicher Richtung von Wilna liegen die von Missuna[1])

[1]) A. Missuna, Über die Endmoränen von Weißrußland und Lithauen; Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1902.

beschriebenen Endmoränen, südöstlich vom genannten Ort die von ihr erwähnten Gebiete alten Glazials mit typischem Löß bei Minsk.

Zusammenfassung.

Als Ergebnis der Untersuchungen sei hiermit zusammengefaßt: Die Endmoränen von Lissa haben nach einer größeren Unterbrechung, die ihre Erklärung in dem Durchbruch der Prosna und Warthe durch ihre Kette findet, ihre Fortsetzung auf dem rechten Wartheufer und sind dort in normaler Ausbildung über eine Strecke von 60—70 km in ostnordöstlicher Richtung verfolgt worden. Diese Richtung entspricht dem Verlauf der Gnesener Endmoränen. Die aus der Gegend südlich Kalisch beschriebenen Endmoränen Siemirazdki's[1]) setzen wegen ihrer merkwürdigen Erstreckung von NW. nach SO. eine ganz andere Lage des Vereisungszentrums voraus. Es ist aber nicht wahrscheinlich, daß die früheren Eiszeiten — denn diese Endmoränen müßten einer älteren Vereisung schon wegen ihrer starken Zerstörung, auf die auch Siemiradzki besonders aufmerksam macht, angehören — ein anderes Akkumulationszentrum für die Eismassen gehabt hätten als die skandinavische Halbinsel, die bei der letzten Vereisung diese Rolle gespielt hat. Es ist vielmehr anzunehmen, daß diese Geröllstreifen der interglazialen und späteren Denudation und Umlagerung ihre Entstehung verdanken und nur ihren Bestandteilen, aber nicht ihren Formen nach mit glazialen Vorgängen in Verbindung zu bringen sind.

Neuerdings hat Koroniewicz[2]) einen kleinen nördlich Czenstochau gelegenen Endmoränenzug beschrieben. Der Zug entspricht seiner allgemeinen Lage nach insofern wenigstens den herrschenden Anschauungen von der Bewegung des Inlandeises, als er seine konkave Seite nach N. kehrt. Leider kann man sich, da eine Karte der Beschreibung nicht beigefügt ist, kein genaueres Bild von seinem Verlauf machen. Verdächtig ist immerhin der tiefere Aufbau des Gebietes aus jurassischem Gebirge, das selbst in den

[1]) Zeitschrift d. Deutsch. geol. Ges. 1893, S. 538—540.

[2]) Koroniewicz, Über die Glazialbildungen im Czenstochauer Juragebiete. Zeitschrift d. Deutsch. Geol. Ges. 1911, 11. Monatsbericht.

Talböschungen noch zum Vorschein kommt. Bei dem hohen Alter, das die Glazialablagerungen jener Gegend besitzen, liegt es nahe, auch hier an Erosionsformen zu denken.

Hinter den Endmoränen von Konin-Kłodawa ist junges Glazial im wesentlichen als flachwellige Grundmoränenlandschaft entwickelt, unterbrochen von den noch jüngeren Bildungen des Weichseltales. Konzentrisch zur ältesten Endmoränenstaffel ist dann eine jüngere, bisher nicht bekannte Staffel bei Mława entwickelt, die sich über Grajewo nach Osten fortzusetzen scheint. Die bereits auf preußischem Boden bei Neidenburg liegende Endmoränenstaffel entspricht einer späteren Stillstandslage beim Rückzug des jüngsten Eises.

Längs des Eisrandes hatte sich kein durchgehendes Urstromtal entwickelt, sondern die Schmelzwasser sammelten sich in einzelnen Becken vor den Endmoränen; wir kennen bis jetzt folgende Becken: ein östlichstes westlich Warschau an der Weichsel; ein zweites beim Zusammenfluß der Warthe und Prosna; ein drittes südöstlich der Grünberger Höhen und ein viertes vielleicht in der Gegend von Guben. Diesen Becken strömten die Schmelzwasser in besonderen Rinnen aus den Sandern zu.

Der Löß liegt auch in Rußland auf dem älteren Glazial, löst sich gegen seinen nördlichen Rand hin in einzelne Inseln auf und ändert auch in dieser Richtung, wie weiter im Westen, seine normale petrographische Zusammensetzung. Das ihn unterlagernde ältere Glazial schließt im allgemeinen nach oben mit einer Windschliffsohle ab und ist im übrigen in ähnlicher Weise wie in Schlesien durch Erosion und Denudation zerstört. Südlich der Lissaer Endmoränen findet sich also auch in Rußland, soweit wir beobachten konnten, keine typische Grundmoränenlandschaft mehr, auch Seen glazialer Entstehung fehlen vollkommen.

Berlin, den 27. März 1912.

Die Lagerungsverhältnisse des Diluviums in der Steilküste von Jasmund auf Rügen.

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

Hierzu Tafel 6—16 und 13 Textfiguren.

Seit PHILIPPI[1]) im Jahre 1906 eine sorgfältige Zusammenstellung der Literatur über das nordöstliche Rügen gegeben hat, sind noch 2 Arbeiten über dieses Gebiet hinzugekommen, nämlich:

JAEKEL, O., Über das Steilufer der Rügener Kreide. Monatsber. d. D. Geol. Ges., Bd. 60, Jahrg. 1908, Nr. 8/10, S. 229 u. 230 und

JAEKEL, O., Über ein diluviales Bruchsystem Norddeutschlands. Ebenda, Bd. 62, Jahrg. 1910, Nr. 11, S. 605—615.

In der angeführten Abhandlung gibt PHILIPPI einen kurzen, aber vortrefflichen Überblick über den Entwicklungsgang der Ansichten von der Entstehung der Lagerungsbeziehungen zwischen Kreide und Diluvium im Steilufer von Jasmund auf Rügen und zeigt, wie die von JOHNSTRUP, WAHNSCHAFFE und SCHOLZ in den 70er und 80er Jahren des vorigen Jahrhunderts vertretene Auffassung eines glazialen Ursprungs der Dislokationen zuerst durch v. KOENEN durch die Annahme tektonischer postglazialer Erdbewegungen ersetzt wurde; wie dann nach einem Intermezzo, in welchem BERENDT in dem zwischen der Kreide steckenden Diluvium liegende Falten erblicken wollte, HERMANN CREDNER, COHEN, W. DEECKE und R. CREDNER sich der Auffassung vom tektonischen Ursprunge der Dislokationen anschlossen, der dann

[1]) E. PHILIPPI, Die Störungen der Kreide und des Diluviums auf Jasmund und Arkona (Rügen). Zeitschr. f. Gletscherkunde, I, 1906.

im Gegensatz zu seiner früher vertretenen Auffassung auch F. Wahnschaffe sich anschloß. Dagegen stellte sich J. Geikie nach persönlicher Untersuchung der Lagerungsverhältnisse wieder auf den Standpunkt des glazialen Ursprungs, und Philippi schloß sich dem in der oben angeführten Arbeit mit Nachdruck an. Neuerdings vertritt O. Jaekel in den beiden oben angeführten Arbeiten wieder den tektonischen Standpunkt und erblickt in der Halbinsel Jasmund einen Horst mit zahlreichen Staffel- und Querbrüchen.

So schwankt der Widerstreit der Meinungen hin und her, ohne daß bis jetzt Klarheit gewonnen und Einigkeit erzielt wäre. Wenn ich jetzt meinerseits die Menge der Beschreibungen und Deutungen abermals um eine vermehre, so geschieht dies, weil ich als erster den Versuch gemacht habe, auf dem Wege der Kartierung in 1 : 12500 ein Bild von der Verbreitung der Erscheinung und den räumlichen Beziehungen der einzelnen diluvialen Einlagerungen zu gewinnen. Daß dieser Versuch nicht erfolglos war, werden hoffentlich die folgenden Seiten zeigen.

Die beigegebene Karte (Tafel 6) im Maßstabe 1 : 10000 ist durch photographische Vergrößerung der Meßtischblätter gewonnen. Sie ist ergänzt durch Eintragung einer Reihe von Lokalnamen für besonders auffällige und eigens bezeichnete Stellen der Küste. In dieser Karte sind möglichst maßstäblich die einzelnen beobachtbaren Einlagerungen von Diluvium in der Kreide, die ich einstweilen mit dem neutralen Worte »Streifen« bezeichnen will, eingetragen und, von Süden nach Norden fortlaufend, mit arabischen Ziffern von 1—24 bezeichnet werden. Damit ist die Möglichkeit gegeben, jeden einzelnen Streifen mit vollkommenster Sicherheit aufzufinden und alle an ihm vorgehenden Veränderungen auf Grund der Beschreibungen und der Abbildungen in den Profilen und auf den Tafeln 7—16 zu verfolgen.

Kurzer stratigraphischer Überblick.

Abgesehen von der obersenonen Schreibkreide mit Feuersteinen, den gleichalterigen, feuersteinfreien Kreidemergeln und den

alluvialen Strandbildungen finden sich an der Ostküste Rügens zwischen Saßnitz und dem unmittelbar nördlich von Stubbenkammer gelegenen Teufelsgrunde, auf welche Strecke ich die nachfolgenden Darstellungen beschränke, nur diluviale Ablagerungen, die sich mit Leichtigkeit in 2 Stufen gliedern lassen:

a) eine untere Abteilung, bestehend aus Grundmoränen, Sanden, Kiesen und Tonen, die uns ausschließlich in stark gestörter Lagerung und zwischen Kreideschichten eingeschlossen begegnet, und

b) eine obere Abteilung, die aus Geschiebemergel, Sand und Kies besteht, und niemals innerhalb der Kreideschichten, sondern stets auf diesen und damit auch diskordant auf der Abteilung a auftritt.

Alle Autoren sind sich darüber einig, daß die Abteilung b aus Ablagerungen der letzten Eiszeit besteht, während Abteilung a aus Schichten einer oder mehrerer älterer Eiszeiten gebildet wird.

Die Abteilung a, die konkordant auf der sie unterlagernden Kreide ruht, setzt sich aus 2, höchstens 3 Geschiebemergelbänken zusammen, die durch geschichtete Tonmergel, Mergelsande, Sande und Kiese von einander getrennt werden. Philippi hält diese meist dunkelgrau gefärbten Geschiebemergel für Ablagerungen einer und derselben Eiszeit und die sie trennenden geschichteten Bildungen für Ablagerungen, die während einer Oszillation des Eisrandes entstanden. Ich glaube im Gegensatze dazu, daß es sich um Grundmoränen zweier älterer Eiszeiten handelt; zu dieser abweichenden Auffassung veranlaßt mich 1. die weite Verbreitung dieser trennenden Schichten, die in genau der gleichen Entwicklung auch auf der Insel Möen sich finden, 2. der von Hinte nachgewiesene Unterschied in der Feuersteinführung der beiden Geschiebemergelbänke (die untere ist sehr arm an Feuerstein, die obere reicher daran) und 3. der Umstand, daß sowohl von Munthe[1]) wie von Struckmann[2]) in den Schichten zwischen den beiden

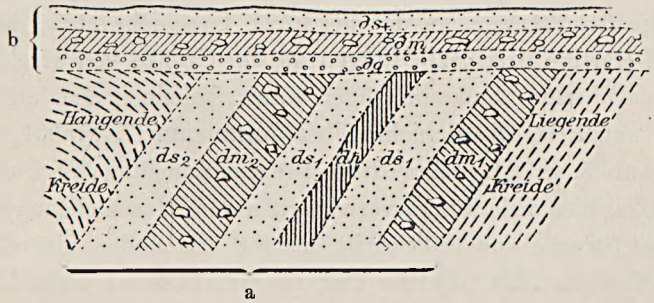
[1]) Munthe, H., Studien über ältere Quartärablagerungen im südbaltischen Gebiete. Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala III, 1, 1897 und Bih. K. Vet. Ak. Handl. 18, 1892, S. 64—68.

[2]) Struckmann, Brief an W. Dames, Zeitschr. d. D. geol. Ges. 1879, 31, S. 788.

Geschiebemergeln Fossilien gefunden sind. Nur an ganz wenigen Stellen finden sich außerdem noch geschichtete Bildungen im Hangenden der oberen der beiden Geschiebemergelbänke, die ich wegen ihrer vollkommenen Konkordanz mit den übrigen liegenden Diluvialbildungen für älteres Diluvium halte, im Gegensatz zu PHILIPPI, der sie wegen ihres Gehaltes an Kreidegeröllen dem jüngeren Diluvium zurechnet. Ich werde, um Weitschweifigkeiten zu vermeiden, die einzelnen Glieder dieser Schichtenfolge mit den im nachstehenden schematischen Normalprofil (Figur 1) angewendeten Buchstaben bezeichnen, die mit den von PHILIPPI benutzten übereinstimmen. Es bedeutet darin:

dm_1 und dm_2 die Geschiebemergelbänke des älteren Diluviums.
ds_1 und dh den Sand (Kies) und Ton (Mergelsand) zwischen den beiden Geschiebemergelbänken.
ds_2 den Sand und Kies im Hangenden von dm_2.
Og den Kies, Om den Geschiebemergel und Os den Sand des jüngeren Diluviums.

Figur 1.



Die obere Abteilung b lagert diskordant sowohl auf der Kreide wie auf dem älteren Diluvium und besteht bei vollständiger Entwicklung aus einer Geröllschicht im Liegenden, einem hellen Geschiebemergel, und einer Sand- oder Kiesschicht im Hangenden. Alle Schichten dieser Abteilung sind außerordentlich reich an Kreide.

Beschreibung der Streifen.

Ich gebe nun im Folgenden zunächst eine Beschreibung der 24 in der Karte eingetragenen und mit Nummern bezeichneten Diluvialstreifen. Bei jedem von ihnen gebe ich zur Erleichterung

des Vergleiches die Nummern der Beschreibungen von Philippi, Berendt, Bonney und Credner mit an. Wiederholungen von Dingen, die der eine oder andere der Genannten bereits mitteilte, werden sich dabei nicht vermeiden lassen.

Streifen 1.

100 m nördlich vom Damenbade.

Philippi, Profil 1—3, Taf. III, Fig. 1.

Philippi schreibt über diesen Streifen:

»Geht man [von der Stelle nördlich des Damenbades, wo sich der Weg nach dem Stubnitzplateau abzweigt] einige Schritte weiter am Strande, so sieht man die Feuersteinbänder der Kreide nördlich einfallen und diese selbst bald unter Diluvium versinken. Konkordant auf ihr liegt hier eine eigentümliche, mehrere Meter mächtige Breccie, in die die Sturmflut vom 30./31. Dezember 1904 eine tiefe Höhlung hineingefressen hatte. Schreibkreide und Feuersteine überwiegen in der Breccie, nordisches Gesteinsmaterial tritt zurück; sie umschließt in ihrem unteren Teile eine etwa $^1/_2$ m mächtige Schotterlage, in der nordische Geschiebe etwas häufiger sind. Derartige Breccienbildungen an der Grenze von Kreide und unterem Diluvium sind auf Rügen selten, scheinen aber auf Möen häufig aufzutreten. (Schicht 6 bei Johnstrup 7, S. 551, a, bei Puggaard 5, S. 23.) Auf diese Breccienschichten folgt der gewöhnliche, hier meist braun verwitterte untere Geschiebemergel, der auf einer Strecke von 120 Schritt ansteht. Es finden hier dauernd Abrutschungen statt, die die Lagerungsverhältnisse nicht klar erkennen lassen. Weiter oben am Abhange werden die graugrünen und rostroten unterdiluvialen Sande sichtbar, die wir bald noch genauer kennen lernen sollen.

Profil 2[1]). Nun hebt sich die Kreide wiederum mit 45° südlichem Fallen und es beginnt das von Baltzer bereits dar-

[1]) Die hier beschriebenen Küstenansichten sind nicht Profile im eigentlichen Sinne des Wortes, insofern als ihre Schnittebene meist nicht senkrecht zum Streichen der Schichten steht; ebenso sind die Bezeichnung »nördliches« und »südliches« Fallen nicht genau, da sich Streich- und Fallrichtung meist nicht mit Sicherheit ermitteln lassen. Es handelt sich in den meisten Fällen etwa um SW- bezw. NO-Fallen [Anmerkung Philippi's].

gestellte Faltenprofil (in dieser Abhandlung wiedergegeben auf Taf. 7, Fig. 1). Im südlichen Teile des Profils erblickt man in der südfallenden Kreide eine von wirrgelagertem Diluvium erfüllte Tasche von mehreren Metern Länge. Die Kreideschichten sind dabei auffallend wenig disloziert und ihre Feuersteinbänder stoßen diskordant an dem eingepreßten Diluvium ab. Die Masse, die die Tasche erfüllt, ist zum größten Teile Geschiebemergel mit großen nordischen Blöcken; daneben finden sich aber auch Kreide in einzelnen Fetzen und langgezogenen Schmitzen, unregelmäßiges Haufwerk von Feuersteinknollen und stellenweise Reste von geschichteten Sanden. Eigentümlich ist die Form dieser Einpressung, die in ihrem oberen Teile die Kreide steil durchsetzt, nach abwärts sich aber verflacht und also etwa die Form eines Stiefels besitzt. Ob das Material der Tasche dem unteren oder oberen Diluvium entstammt, ist nicht ganz sicher zu entscheiden; wahrscheinlicher ist das erstere.

Profil 3. Nachdem die noch immer südfallende Kreide einige Zerknitterungen durchgemacht hat, bildet sie ein ganz regelmäßiges stehendes Gewölbe, an das sich nördlich sofort eine mit unterem Diluvium erfüllte flache Mulde anschließt. Der nach Süd fallende Nordschenkel der Mulde steigt unter 30° empor und bildet den Felszahn der Bläse, den ersten der großen Klippenreihe zwischen Saßnitz und Stubbenkammer. Auf diesen Felsen folgt ein etwa 200 Schritt langer, ganz aus Kreide bestehender, mäßig steiler Abhang, der nur in seinem obersten und untersten, von der Sturmflut angefressenen Teile senkrechte Wände aufweist. Die Kreideschichten bilden auf dieser Strecke einen mäßig flachen Sattel und fallen daher in den nördlichen Teilen dieses Abhanges mit etwa 25° nach Norden ein.«

Zu dieser Beschreibung PHILIPPI's ist Folgendes zu bemerken: Im Frühjahr 1912 war durch bessere Aufschlüsse klar zu erkennen, daß die Kreidebreccie mit der Lokalmoräne das Liegende des ältesten normalen Geschiebemergels (dm_1) bildet und zu ihm in den gleichen Beziehungen steht wie die Lokalmoräne der sogenannten Tasche. Geht man von der Bank, die am Südanfang des Streifens

steht, etwa 30 Schritte weiter, so sieht man die Grenze, auf welcher der mittlere Sand ds_1 dem liegenden Geschiebemergel auflagert. 50 Schritte weiter sieht man abermals diese Grenze gut aufgeschlossen, steil nach Westen einfallend, und die Verbindung beider Punkte ergibt uns als Richtung des Streifens annähernd Nord-Süd. Zu diesem Streifen, in welchem sowohl die Sande wie der Geschiebemergel außerordentlich mächtig erscheinen, gehört m. E. auch als Anschnitt am Steilgehänge sowohl die »Tasche«, die Philippi in seinem Profil 2 darstellt, als auch die Mulde seines Profils 3. In beiden Fällen handelt es sich nur um Scheinformen. Die »Tasche« entspricht demnach, wie schon oben angedeutet, der liegendsten Schicht des Profils an der Bank nördlich vom Damenbade mit ihrem Reichtum an Kreide und Feuersteinen. Das sogenannte stehende Gewölbe der Kreide in Philippi's Profil 3 und die Mulde des Diluviums sind ebenfalls nur durch die Lage der Schnittlinie fast im Streichen hervorgerufene Projektionsformen.

Auch die von Baltzer als Beweis für intensive Faltung angeführten schönen gebogenen Feuersteinbänder entsprechen durchaus keinen wirklichen Falten, mindestens nicht solchen des scheinbaren Ausmaßes, sondern sind dadurch erzeugt, daß sehr steil (60—70° W.) einfallende Schichten annähernd im Streichen in flach gekrümmter, senkrechter Ebene geschnitten werden. Wird ein System konkordanter, steil fallender Schichten senkrecht zerschnitten, so muß jeder Vorsprung der Schnittebene völlig ungefaltete Schichten als Sattel, jedes Zurückweichen derselben sie als Mulde erscheinen lassen. Wir werden sehen, daß solche Verwechselungen von tektonischen Sätteln, Mulden, Gewölben usw. mit durch schiefe Schnitte erzeugten zufälligen Projektionsfiguren noch an mehreren anderen Stellen erhebliche Verwirrung angerichtet haben.

Das nächste Diluvium steht an unterhalb der sogenannten Piratenschlucht. Dieses ist aber in jugendlicher Zeit disloziert, und die Piratenschlucht ist nichts anderes als eine um ca. 20 m gegen das Ufer hin gesunkene halbkreisförmige Scholle des flachen

Ostrandes eines ungefähr dem Strande parallel verlaufenden Tälchens. Allerdings ist in dieser Dislokationsscholle unter dem gesunkenen Talrande das ältere Diluvium mit seinem graublauen, kreidearmen Geschiebemergel und stellenweise auch mit Sand sichtbar. Dieses ältere Diluvium gehört offenbar schon zu Streifen 2. Dafür spricht auch, daß keine Kreide zwischen Piratenschlucht und Streifen 2 liegt.

Streifen 2.

Nördlich von der Piratenschlucht am Hengst.

Philippi, Profil 4, Tafel II, Fig. 1.

Bonney, Quart. Journ. 1899, S. 320; 1901, S. 11.

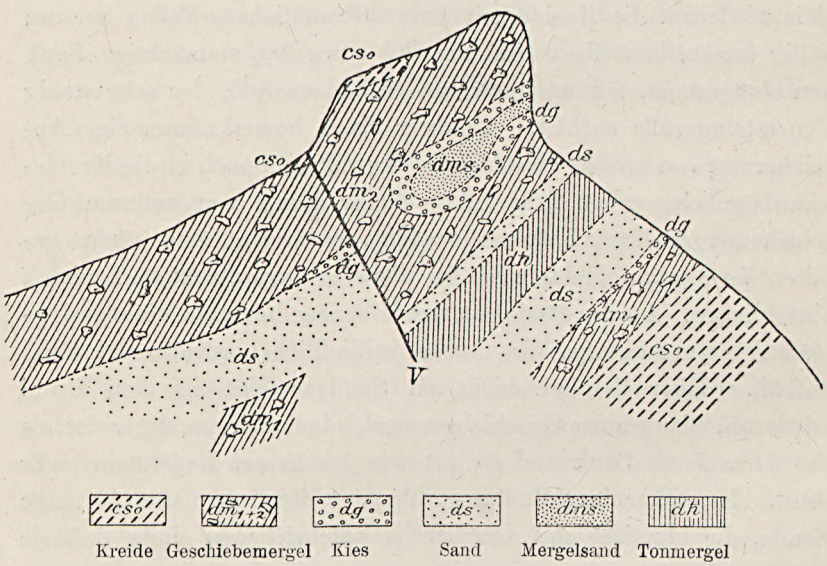
Philippi beschreibt diesen Streifen wie folgt:

»Im Liegenden des schön entblößten unteren Diluviums hebt sich wiederum die Kreide mit etwa 30° südlichem Fallen heraus; völlig konkordant liegt auf ihr eine etwa $2^1/_2$ m mächtige Bank von blaugrauem, fettem, unterem Geschiebemergel, der sehr wenig Feuersteingerölle enthält. An ihrer Basis bemerkt man eine Anreicherung von großen Geschieben, die teilweise noch in die Kreideunterlage eingepreßt sind. Auf dieser Bank von unterem Geschiebemergel liegen, ebenfalls völlig konkordant und nicht gefaltet, 7—8 m geschichtete Sande, die eine ungeschichtete Tonbank einschließen. An der Basis der Sande beobachtet man eine geringmächtige Schotterlage, die fast ausschließlich nordisches Material enthält. Über den geschichteten Sanden folgt in dem Profil wiederum blaugrauer Geschiebemergel, der aber sandiger ist als der der unteren Bank und so gut wie gar keinen Feuerstein mehr führt. In senkrechter Stellung folgen weiter oben am Abhange Sande, die identisch mit den bereits beschriebenen sind; daß sie auf dem Kopfe stehen, beweist u. a. auch die schon erwähnte Schotterschicht, die hier über den Sanden am Abhange liegt. Den Abschluß nach oben bildet ein Geschiebemergel, der augenscheinlich mit der unteren Bank identisch ist und an einer Stelle noch einen isolierten Rest von Kreide trägt. Es scheint mir ziemlich klar zu sein, daß es sich hier um eine allerdings etwas unregelmäßig gestaltete, liegende Mulde handelt, deren Kern die obere

Bank des unteren Geschiebemergels bildet. Allerdings ist die Lagerung im steilgestellten Mittelschenkel nicht so regelmäßig wie in dem flacheren Muldenschenkel; besonders scheinen des ersteren mittlere Sande verdrückt und in ihrer Mächtigkeit reduziert zu sein; auch besitzen beide Schenkel wahrscheinlich von einander abweichendes Streichen.«

Meine etwas andere Auffassung der Lagerungsverhältnisse dieses Streifens ergibt sich aus meiner Darstellung Fig. 2 und aus der photographischen Darstellung Tafel 7, Fig. 2. Ich sehe nur in der oberen der beiden Geschiebemergelbänke, also in dm_2, eine überfaltete Einlagerung von Sand mit einem Mergelsande als Faltenkern.

Figur 2.



Streifen 2 scheint nach Norden am Hengst zu endigen. Unmittelbar nördlich vom höchsten Punkte des Hengstes, oberhalb eines kleinen Wildkirschenbaumes auf dem scheinbaren Schuttkegel, deutet eine plötzlich eintretende Änderung im Streichen der Feuersteinbänder eine Verwerfung an, welche die nördliche Randverwerfung des Streifens 2 sein könnte und es erklärt, daß in den

steilen Felsen des Hengstes Streifen 2 nicht mehr sichtbar wird. Dann würde die Kuppe des Hengstes bereits den Nordrand des Liegenden vom Streifen 2 bilden. Mitten durch Streifen 2 verläuft eine kleine Verwerfung, an welcher der nördliche Flügel 4—5 m abgesunken ist.

Streifen 3.

Unmittelbar südlich vom Lenzer Bache.
Philippi, Profil 5, Fig. 3 links.

Philippi beschreibt diesen Streifen wie folgt:

»Die Kreide, die das konkordante Liegende dieses interessanten Diluvialprofils bildet, hebt sich nördlich vom Gakower Ufer mit Südfallen wieder empor und bildet den steilen Felsen des Hengst, dessen Gipfel den bekannten Burgwall trägt. Je weiter nach Norden, desto steiler fällt die Kreide nach Süden ein, bis sie schließlich nahezu senkrecht steht. Nun zieht sich wiederum unfern des Lenzer Baches Wald bis zum Strande hinab und bedeckt in den unteren Teilen des Abhanges alles Anstehende. Weiter oben aber wird noch immer Kreide sichtbar und läßt vermuten, daß sie zunächst auch noch im unteren Teile den Untergrund bildet. Erst etwa 70 Schritt südlich von der Mündung des Lenzer Baches folgt ein Aufschluß: die oberen Teile des Abhanges setzt noch immer Kreide zusammen; unter ihr sind jedoch in der Reihenfolge von oben nach unten mit südlichem Fallen von ca. 30° aufgeschlossen: der Geschiebemergel dm_2, die Sande ds und schließlich dm_1. Alle drei Glieder des unteren Diluviums scheinen in ihrer Mächtigkeit stark reduziert zu sein. Geht man einige Schritte nach Norden weiter, so wird man gewahr, daß das untere Diluvium unter der Kreide ein Gewölbe bildet; etwa 10 Schritt von der Mündung des Lenzer Baches biegt es sich plötzlich mit Nordfallen nach abwärts und schießt steil unter die Kreide ein, die allein durch den Unterlauf des Lenzer Baches aufgeschlossen ist. Die eigentümliche Lagerungsform des unteren Diluviums unter der Kreide bezeichnet man wohl auch als falsches Gewölbe; das bekannteste Beispiel hierfür liefert die Axenstraße am Vierwald-

stätter See, wo Eocän scheinbar als Gewölbekern inmitten rings geschlossener Kreideschichten auftaucht«.

Dazu ist Folgendes zu bemerken: das sogenannte »falsche Gewölbe« Philippi's ist augenblicklich sehr mangelhaft aufgeschlossen und läßt unter der Kreide zunächst ein ganz dünnes Tonband, dann gelblichen Sand, dann Ton, dann abermals Sand und schließlich im Liegenden Geschiebemergel erkennen. Es handelt sich hier wieder nicht um ein »Gewölbe«, sondern um einen ganz spitzwinklig zum Streichen geschnittenen, steil nach Westen einfallenden Streifen, der unter keinen Umständen mit Streifen 4, wie Philippi will, etwas zu tun hat. Das erkennt man mit größter Deutlichkeit, wenn man sich unmittelbar an die Wasserlinie stellt und Streifen 4 von Süden her betrachtet; dann sieht man die Grenze zwischen liegender Kreide und liegendem Geschiebemergel 2 mal, durch einen Terrassenstreifen getrennt, übereinander liegen, erkennt die außerordentlich steile, 80° überschreitende Schichtenstellung und kann daraus ersehen, daß diese ganze Linie östlich vom Betrachter bereits 30—50 m vom Strande entfernt ihren Verlauf nehmen muß, nimmermehr aber mit dem Streifen 3 zusammengehören kann. Dieser Streifen 3 scheint bei dem kleinen, in einem Zementbassin am Strande gefaßten Bache sein nördliches Ende zu erreichen, so daß er im ganzen nur eine Länge von 50—60 Schritten besitzt. Die Breite der Kreide zwischen den beiden Streifen dürfte etwa 40 m betragen, dies also an dieser Stelle der Betrag der Seitenverschiebung sein.

Streifen 3 und 4 sind in Tafel 8, Fig. 1, dargestellt.

Streifen 4.

Unmittelbar nördlich vom Lenzer Bache.
Philippi, Profil 6, Abb. Fig. 3 rechts.

Philippi's Beschreibung lautet:

»Für die nächsten 60 Schritte nördlich von der Mündung des Lenzer Baches setzt Kreide allein die Abhänge bis hinab zum Strande zusammen; sie fällt zunächst mit etwa 40° nach Süden, bildet dann ein deutlich aufgeschlossenes Gewölbe und schießt

schließlich steil, mit 70—80°, nach Norden ein. 60 Schritt nördlich vom Lenzer Bache ist die Grenze von Kreide und unterem Diluvium durch einen neuen Abbruch prachtvoll entblößt. Unmittelbar unten am Strandwege sieht man blaugrauen Geschiebemergel mit etwa 70° Nordfallen auf Kreide liegen; weiter oben am Abhange wird die Grenze senkrecht und zeigt schließlich südliches Einfallen. Unter dem hier vielleicht durch Stauchung ungewöhnlich mächtigen Geschiebemergel dm_1 folgen jenseits eines kleinen Einschnittes die Sande und schließlich dm_2, der wiederum der Kreide völlig konkordant aufruht und an seiner Basis zahlreiche große Geschiebe, ein Geschiebepflaster, wenn man so will, führt.

Im Profile 6 sind besonders die mittleren Sande ds schön aufgeschlossen. Zwischen die beiden Bänke des Unteren Geschiebemergels ist hier die folgende Schichtreihe eingeschaltet (von oben nach unten):

5. Dünngeschichtete Tonmergel und Feinsande, nach oben allmählich in den hangenden Geschiebemergel übergehend, dessen unterster Teil auffallend steinfrei ist, ca. 1 m 30 cm.
4. Meist gröbere, lockere, teilweise kiesige Sande, ca. 1 m.
3. Ungeschichtete, geschiebefreie Mergelbank, $1^1/_2$ m.
2. Kreuzgeschichtete, meist ziemlich grobe, stellenweise sogar kiesige Sande, $1^1/_2$ m.
1. Grobe, lockere Schotter, meist nordischer Herkunft, ca. 35 cm.

Die Geschiebemergelbank dm_1 enthält etwas weiter oben Kiesschmitzen.

Das falsche Gewölbe des Profils 5 wäre allein für sich unverständlich, falls es nicht eine Verbindung mit einem die Oberfläche erreichenden Diluvialstreifen besitzt. Als diese Verlängerung des Gewölbes 5 sehe ich die Diluvialeinlagerung des Profils 6 an: ich vermute, daß dieser Streifen sich unter dem Meeresniveau nach Süden verlängert und durch eine sekundäre Auffaltung südlich vom Lenzer Bache noch einmal im Gewölbe 5 auftaucht«.

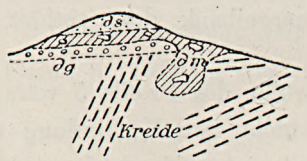
Ich habe dazu Folgendes zu bemerken:

Das Profil ist verwickelter, als PHILIPPI annimmt, indem

nicht zwei sondern drei ältere Geschiebemergel mit zwei zwischengelagerten Sand- und Tonschichten auftreten. Der hangendste Geschiebemergel scheint die größte Mächtigkeit zu besitzen und wird im Hintergrunde eines stark verstürzten Aufschlusses von jüngerem Diluvium diskordant abgeschnitten. Streifen 4 streicht ungefähr Nord 10° West und fällt steil mit 70—80° nach Westen ein. Die erste Serie geschichteter Bildungen über dem tiefsten Geschiebemergel dm_1 hat sich seit Philippi's Beschreibung wesentlich verändert; über einer sehr dünnen, wenige Zentimeter mächtigen Kiesbank folgen etwa 3 m schön geschichtete, feine Sande mit wenig kleinen Kiesschmitzen und darüber 1 m gleichfalls sehr fein geschichteter, brauner Ton, dessen Schichtung eine durch Stauchungen hervorgerufene, an Achat erinnernde Fältelung zeigt. Dann folgt, 4 m mächtig, die zweite Geschiebemergelbank (dm_2) und über ihr, abermals in ganz steiler Schichtenstellung, 3 m gelblicher Sand, mittelkörnig, mit einigen gröberen Einlagerungen ds_1. Dann erst kommt, noch immer deutlich aufgeschlossen, die den Hintergrund der bewachsenen Nische bildende dritte, ebenfalls graublaue Geschiebemergelbank dm_3.

Etwas nördlich von Streifen 4 kommt die in Tafel 8, Fig. 2, dargestellte doppelte Verwerfung, deren Fortsetzung möglicherweise unseren Streifen 4 nach Norden hin abschneidet.

Figur 3.



Zwischen Streifen 4 und 5 lag der schöne Aufschluß, den Fig. 3 darstellt. Der liegende, kreide- und feuersteinreiche Schotter des jüngeren Diluviums ist da, wo die Geschiebemergeltasche ansetzt, abgeschnitten, so daß man durchaus den Eindruck gewinnt, daß die in die Kreide hineinreichende Einpressung jünger ist als diese jungdiluviale Schotterbank samt den horizontal überlagernden

Lokalmoränen. Im Frühjahr 1912 war durch Abbruch des Steilufers diese Ausstülpung des Geschiebemergels in die Kreide verschwunden.

Streifen 5.

An der Mündung des Wissower Baches.

Philippi, Profil 7.

Der Streifen 5 setzt sich aus 2 durch die Mündung des Wissower Baches getrennten Aufschlüssen zusammen. Der südliche Teil fällt außerordentlich steil nach Westen ein und streicht nach Nordwesten. Er ist aufgebaut vom Liegenden zum Hangenden aus Geschiebemergel dm_1, 3 m, grauem Sand ds, 0,7 m, braunem Ton dh, 2 m, diskordant geschichteten kiesigen Sanden ds_1, 0,5 m, grünlichem Sande ds_1, 1 m, weißen Sanden ds_1, 2 m, und hangendem Geschiebemergel dm_2, 2 m. Man bemerkt in der Kreide oberhalb des Streifens einen dreieckigen Zipfel von Geschiebemergel, der nur dem hangenden Geschiebemergel dm_2 angehören kann.

Der nördliche Teil besitzt dasselbe steile westliche Einfallen. Von den beiden Geschiebemergeln ist der hangende (dm_2) mindestens 6, der liegende (dm_1) etwa 2 m mächtig. Die etwa $2^1/_2$ m mächtigen, geschichteten Zwischenbildungen beginnen mit einer Geröllbank, worauf hellgraue und dunkelgraue, meist feine Sande folgen, die an der Basis des obersten Drittels eine 3 dm mächtige Tonbank dh und über ihr eine 0,1 m mächtige Kiesbank enthalten. Auch die letzten, hangendsten 0,2 m sind tonig entwickelt. Der liegende Geschiebemergel ist auf seiner Oberfläche 0,1 m tief aus Dunkelgraubraun in Gelb umgefärbt.

Durch neueren Abbruch ist die Diskordanz zwischen dem horizontalen Jungdiluvium und dem steil stehenden alten Diluvium prachtvoll aufgeschlossen.

Streifen 5 und 6 sind in Tafel 9, Fig. 1, dargestellt.

Streifen 6.

Kurz vor der Kleinen Wissower Klinke, an der sogen. Rabenklinte.

Philippi, Profil 8.

Bonney und Hill, Quart. J. 1901, S. 12, Fig. 6, und S. 13, Fig. 7.

Philippi schreibt über diesen Streifen Folgendes:

Profil 8. »Hat man die aus WSW fallender und im allgemeinen N 25 W streichender Kreide bestehende Wand im Liegenden des Diluvialstreifens 7 umschritten, so steht man vor dem schönsten Profil, das zurzeit an der Ostküste von Jasmund aufgeschlossen war. Völlig konkordant auf der Kreide liegt die untere Geschiebemergelbank dm_1; darüber folgen wie in den anderen Profilen die Sande ds und die obere Geschiebemergelbank dm_2; diese läßt aber sehr deutlich eine Stauchung erkennen, die sich darin ausspricht, daß sie sich stark in der Richtung von N nach S, am Abhange von oben nach unten, reduziert. Ebenso deutlich zeigen sich Stauchungen in der Kreide, die auf eine weite Strecke dm_2 überlagert; ihre Feuersteinbänder, die kurz zuvor annähernd konkordant mit dem Diluvialstreifen nach Süden einfielen, biegen an der Dislokation in einem spitzen Winkel um, so daß sie auf dem Diluvium nahezu senkrecht stehen. Die Krönung des Aufschlusses bildet das obere Diluvium, das in Gestalt von Schottern und braungelbem Geschiebemergel diskordant mit horizontaler Fläche den querdurchschnittenen Schichten der hangenden Kreide auflagert.

Das Profil 8 stellt gewissermaßen ein Normalprofil dar, das sich mit gewissen Abänderungen häufig an der Jasmunder Ostküste wiederholt. Das dreigeteilte untere Diluvium wird von Kreide unter- und überlagert. An seiner unteren Grenze herrscht völlige Konkordanz und Stauchungen fehlen vollständig. Die obere Grenze bezeichnet eine tektonische Diskordanz und hier treten regelmäßig Stauchungserscheinungen auf, die sich teils in einer mehr oder minder starken Auswalzung des Diluviums, teils in einer Änderung der Fallrichtung und Zerknitterung in der hangenden Kreide äußern.

Bonney und Hill beobachteten 1901 hier, daß die hangende Kreide in der Richtung von N nach S zuerst auf dm_1, dann auf den mittleren Sanden ds und schließlich auf dm_2 liegt; die Dislokation schneidet also das Diluvium schief durch, oder mit anderen Worten, dieses spitzt sich nach Süden und nach abwärts

zu, ein Vorgang, der auch in dem nächsten Profile zu beobachten ist«.

Dazu ist Folgendes zu bemerken: Der Streifen streicht N 20° W und fällt mit seinem Hangenden ziemlich steil, mit dem Liegenden etwas flacher nach Westen ein. Das von Bonney und Hill beobachtete Abschneiden der einzelnen Schichten an der hangenden Kreide ist auch jetzt wieder sehr gut sichtbar und in der beigegebenen Abbildung des Streifens, Tafel 9, Fig. 2, deutlich zu erkennen.

Streifen 7.

Große Wissower Klinke.

Philippi, Profil 9—10.

Auch beschrieben bei G. Berendt und R. Credner.

Philippi schreibt über diesen Streifen Folgendes:

»Profil 9. Einige hundert Schritte weiter ist unmittelbar am Fuße der kleinen Wissower Klinte ein kleines, aber sehr lehrreiches Profil entblößt. Auch hier biegt die hangende Kreide, die ursprünglich nach Süden einfällt, gegen das sie unterlagernde Diluvium im spitzen Winkel um, so daß ihre Feuersteinbänder auf diesem nahezu senkrecht stehen. Noch stärkere Schleppungserscheinungen weist das Diluvium auf. Im nördlichen Teile des Profiles fehlt die obere Geschiebemergelbank dm_2 ganz oder nahezu ganz; zwischen den mittleren Sanden ds_1 und der hangenden Kreide findet sich nur hin und wieder noch ein Rest von Geschiebemergel, öfters nur ein vereinzeltes Geschiebe; es ist aber, wie sich gleich zeigen wird, fraglich, ob man in diesen geringen Resten Überbleibsel der oberen Geschiebemergelbank zu erblicken hat. Auf der Südseite des Profiles sieht man nämlich, daß die untere Geschiebemergelbank, die auf der nördlichen Seite die Sande ganz regelmäßig unterlagert, zusammengestaucht und über die Sande hinweggedrückt ist. Man könnte also in den Fetzen von Geschiebemergel an der Grenze von hangender Kreide und Sanden vielleicht auch abgelöste Reste von dm_1 vor sich haben. Zwischen der unteren Geschiebemergelbank und der liegenden Kreide besteht auch nicht die geringste Diskordanz. Den oberen Teil des

Abhanges bildet, der Kreide diskordant auflagernd, wieder heller oberer Geschiebemergel, aus dem bekanntlich zum größten Teile die malerischen Zacken der kleinen Wissower Klinte bestehen.

Die liegende Kreide des Profils 9 steigt nun zu einem flachen Gewölbe empor, senkt sich aber bereits nach wenig Schritten zu einer Mulde, in der wiederum Diluvium unmittelbar an den Strand tritt. Über dem Geschiebemergel dm_2 sind die Sande ds aufgeschlossen, die teilweise mit dm_1 verknetet sind; im Kerne dieser Mulde erscheint jedoch, auf drei Seiten von Diluvium eingeschlossen, eine breite Kreidemasse mit sehr verworrenen Feuersteinbändern.

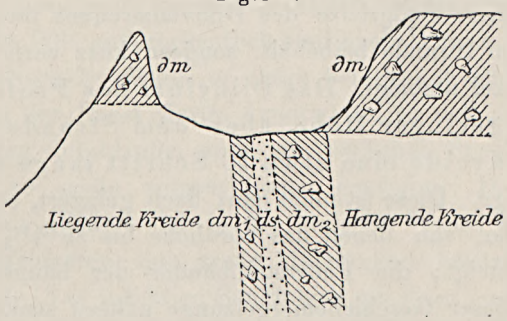
Von dieser Mulde aus steigt das Diluvium am Abhange in die Höhe und ist dort in steiler Lagerung auf der Innenseite der großen Wissower Klinte sichtbar; von hier ist seine Stellung und die diskordante Überlagerung bereits längere Zeit durch die Profile von Berendt und R. Credner bekannt geworden.«

Ich habe über diesen Streifen folgende Beobachtungen gemacht: Er besteht in seinem Anfang nur aus liegendem Geschiebemergel und Sand, der nach Süden hin gleichmäßig abgeschnitten wird, so daß die hangende Kreide auf beiden übergreifend lagert. Auch hier beginnt die geschichtete Serie wieder mit einer dünnen Schotterbank und enthält tonige Schmitzen eingeschlossen. Die Hauptmasse besteht aus mittelkörnigen Sanden mit einzelnen ganz dünnen, feinen Kiesbänkchen. Gegen die hangende Kreide sind die Sande rostgelb gefärbt. Geht man etwa 100 Schritte weiter nach Norden, um die sogenannte Kreideaufwölbung Philippi's, die in Wirklichkeit nur wieder durch den ostwärts gerichteten Küstenvorsprung bedingt ist, herum, so sieht man das Profil des Diluviums durch den hangenden Geschiebemergel vervollständigt.

In der im unteren Teile mit Gebüsch bewachsenen Nische sieht man im Vordergrunde den liegenden Geschiebemergel, an den Abhängen links und rechts geschichtete Sande, links mit einer eingeschalteten, $^1/_2$ m mächtigen dunklen Tonbank, im Hintergrunde und rechts den hangenden Geschiebemergel, der links $^1/_2$—1 m, rechts dagegen bereits mehrere Meter mächtig ist. Den

unteren Teil des Hintergrundes bildet die hangende Kreide. Das Einfallen des Streifens ist, wie sich hier deutlich erkennen läßt, beträchtlich steil, und besonders in der zuletzt besprochenen Nische kann man die nahezu senkrecht verlaufende Grenzfläche im Hangenden gut erkennen. Dieser Streifen ist deshalb von großer Bedeutung, weil er der erste ist, der sich über eine lange Strecke infolge großer Aufschlüsse verfolgen läßt; er setzt nämlich fort unter den Klippen der großen Wissower Klinke bis in die tiefe Ausbruchsnische, an deren Südrande der Weg zur Waldhalle aufwärts führt, und in deren Innerem aus den tiefer unten von der Erosion durchschnittenen Sanden eine Quelle entspringt, die über die steile Wand der liegenden Kreide ihren Abfluß nimmt. Das

Figur 4.



Philippi'sche Profil Fig. 4b ist insofern unrichtig, als der angeblich durch Stauchung über den Sand gebrachte liegende Geschiebemergel aus von oben stammendem, am Abhange angeklebtem Schotter besteht. Die kleine Wissower Klinke liegt also im Hangenden, die große im Liegenden von Streifen 7. In der sattelförmigen Einsenkung zwischen dem Aussichtspunkt an der Waldhalle und den aufragenden Geschiebemergel (∂m)-Pyramiden der großen Klinke kann man das dreiteilige Diluvium deutlich mit außerordentlich steiler Schichtenstellung an mehreren Stellen durchstreichen sehen, wenn auch natürlich hier wegen der Unnahbarkeit der Gehänge eine genauere Untersuchung in bezug auf Mächtigkeit und Gliederung der Zwischenschichten ausgeschlossen ist. Ebenso

prachtvoll ist hier die diskordante Auflagerung des Jungdiluviums zu sehen, welches als heller Geschiebemergel die Spitzen der Klinken bildet. (Siehe das schematische Profil, Fig. 4, und Tafel 10, Fig. 1.)

Streifen 8.

Unter der Ernst Moritz Arndt-Warte.

Philippi, Profil 11.

Philippi schreibt über diesen Streifen Folgendes:

»Schon aus großer Entfernung sieht man einen breiten Diluvialstreifen der Kreide im unteren Teile flacher, im oberen steiler in völliger Konkordanz auflagern. Die Grenze von Diluvium und hangender Kreide auf der Südseite des Profiles verläuft anscheinend sehr steil; aber erst, wenn man das Profil genauer begeht, erkennt man, daß diese Südgrenze des Diluvialstreifens ihre steile Lage nicht bis zum Strande beibehält, sondern kurz vorher nahezu im rechten Winkel umbiegt. Das Diluvium des Profiles 11 entsendet in geringer Höhe über dem Strande unter die hangende Kreide eine etwa 50 Schritt lange Geschiebemergelzunge. Diese ist nicht ganz flach gelagert, sondern bildet zwei Gewölbe, von denen das nördliche bis zu $4^1/_2$ m über dem Strande aufsteigt; die Feuersteinbänder der hangenden Kreide stehen auf dieser Geschiebemergelzunge nahezu senkrecht. Denkt man sich, daß der Schnitt, den die Strandlinie darstellt, nur 2 m höher erfolgt wäre, so würden die beiden sekundären Aufwölbungen der Diluvialzunge falsche Gewölbe darstellen, die rings von Kreide umschlossen sind; es würde also das Bild resultieren, das wir bereits am Lenzer Bache kennen gelernt haben.

Auch das Diluvium des höheren die Kreide durchsetzenden Teiles von Profil 11 zeigt einige Komplikationen. Nur der nördliche Teil läßt das dreiteilige Diluvium in einfacher Aufeinanderfolge und konkordant auf der liegenden Kreide erkennen; im südlichen Teile ist das Diluvium wieder emporgepreßt, so daß es im ganzen eine liegende Mulde bildet; dabei sind aber die Sande des Südschenkels auf eine längere Strecke zwischen den beiden Geschiebemergeln ausgequetscht worden.

Das Bild, das sich ergibt, hat zweifellos eine gewisse Ähnlichkeit mit den BERENDT'schen Faltenprofilen; daß man es jedoch nicht mit einer regelmäßigen liegenden Falte, sondern lediglich mit einer Komplikation an einer Überschiebung zu tun hat, zeigt die starke tektonische Diskordanz zwischen Diluvium und hangender Kreide, besonders in der nach Süden verlängerten Geschiebemergelzunge.«

Zu dieser Beschreibung PHILIPPI's habe ich Folgendes zu bemerken:

Der Streifen zeigt nicht die ihm von PHILIPPI zugeschriebenen Komplikationen; seine nach Süden entsandte Geschiebemergelzunge ist weiter nichts als ein Teil des hangenden Geschiebemergels im äußersten südlichen Ausgehenden des Streifens. Die Sandmulde ist eine Einlagerung im hangenden Geschiebemergel selbst. Der Streifen selbst fällt außerordentlich steil nach Westen hin ein und streicht nach Nord-Nordwest, er endet bereits vor den senkrechten Kreideklippen der Ernst Moritz Arndtwarte, so daß an deren Fuß die Verwerfung durchlaufen muß, die zwischen Streifen 8 und 9 am Strande so schön aufgeschlossen erscheint. Das Diluvium dieses Streifens gliedert sich in der üblichen Weise, nur daß hier die Zwischenschichten eine große Mächtigkeit besitzen und aus zwei hier je 2—3 m mächtige Sandfolgen mit einer eingeschalteten, etwa 1 m mächtigen Tonbank bestehen. Im hangenden Geschiebemergel dm_2 liegen im nördlichen Teil des Profils linsenförmige Sandeinlagerungen. Die hangende Kreide ist nur im südlichen Teil im Ausgehenden sichtbar. Das Liegende der geschichteten Bildungen besteht auch hier wieder aus einer 2—3 dm mächtigen Schotterbank, die allerdings nur stellenweise vorhanden ist.

Streifen 8 ist zusammen mit seinen Nachbarn 7 und 9 auf Tafel 10, Fig. 2, dargestellt.

Streifen 9.

An der Ladestelle nördlich von Schnaks Ufer.

PHILIPPI, Profil 12 und 13.

Auch von BONNEY beschrieben.

PHILIPPI schreibt über diesen Streifen Folgendes:

»Profil 12. (Vergl. Fig. 6.) Wenig weiter nördlich folgt dann, getrennt durch einen Streifen südfallender Kreide, der in jähen Wänden aufragt, das interessante Profil, dessen Deutung mir anfänglich große Schwierigkeiten bereitet hat. Im unteren Teile des Profiles lagert konkordant auf Kreide, wie gewöhnlich, das dreiteilige Unterdiluvium. Über der oberen Geschiebemergelbank sieht man aber hier Schichten auftreten, die sonst fast in allen Diluvialstreifen des Jasmunder Kreideküste fehlen; es sind dies zunächst Schotter, die sehr reich an Feuerstein und auch Kreidegeröllen sind, und darüber braungelbe, kreuzgeschichtete Sande. Diese Schichten sind uns vom Steilufer südlich von Crampas bis zum Parke von Dwasieden und noch darüber hinaus wohlbekannt; sie liegen hier zwischen Unterem und Oberem Geschiebemergel und wären also nach der älteren Nomenklatur als »interglazial« zu bezeichnen. Man sieht deutlich, daß diese »Interglazialschichten« samt dm_1 etwa in der Mitte der Steilwand eine liegende nach Süd geöffnete Mulde bilden; weiter oben am Abhange schließt sich an diese ein gleichfalls liegender Sattel an, in dessen Kern noch einmal die Sande ds des unteren Diluviums auftreten. Auf den hangenden Schenkel dieses liegenden Sattels, den der mit vielen Kreidefetzen vermengte Geschiebemergel dm_1 bildet, legt sich dann die Kreide der südlich anschließenden Scholle, die die höchsten Teile des Abhanges zusammensetzt. Nur im obersten Teile dieses Profiles liegt Kreide unzweideutig auf Diluvium; weiter unten scheinen beide Formationen in einer sehr unregelmäßig verlaufenden Grenzlinie aneinander abzustoßen.

Dieses Profil ist deswegen von besonderer Bedeutung, weil es uns deutlich zeigt, in welcher Zeit die Dislokationen vor sich gingen. Die Schichten im Hangenden des Geschiebemergels dm_1 können nicht altdiluvial sein, d. h. Abschlemmassen des Unteren Geschiebemergels darstellen, denn sie enthalten außerordentlich viel Kreidematerial; die Kreide lag aber beim Rückzuge des älteren Inlandeises unter mächtigen Grundmoränenmassen vergraben und diese selbst enthielten meist sehr wenig Kreidebestandteile. Ebensowenig stellen die kreidereichen Schotter und Sande interglaziale Sedimente dar; man hat vielmehr in ihnen echt fluvio-

glaziale Bildungen zu sehen, die sich vor dem Rande des herannahenden zweiten Inlandeises bildeten und zwar zu einer Zeit, als der Eisrand nicht mehr fern lag und bereits Kreide aufgeschürft hatte. Denn die Kreidegerölle, die sich in den fraglichen Schottern in großer Menge finden, konnten sicherlich keinen weiten Transport vertragen. Die Schotter sind also bereits jungglazial. Noch etwas jünger ist aber natürlich der Vorgang, der sie zu einer liegenden Falte zusammenschob. Wenn auch, wie später gezeigt werden soll, interglaziale Erdbewegungen auf Rügen nicht ganz geleugnet werden dürfen, so fällt doch die hauptsächlichste Dislokationsperiode in das Jungglazial, und ihr Zusammenhang mit dem letzten Inlandeise ist völlig evident.

Profil 13. Unmittelbar südlich von der Spitze des Tipper Ort liegt eine flache Diluvialmulde, die etwa der des Profils 3 entspricht; nördlich von ihr kann man ausnahmsweise das Streichen der Kreide einmal scharf bestimmen. Ich maß an drei nahe bei einander gelegenen Stellen: N 60 W, N 20 W und N 35 W; das ergibt also im Mittel ungefähr NW.

Interessant ist in dieser Gegend besonders das obere Diluvium. Dikordant auf der Kreide lagern mächtige, sehr hell gefärbte Gebilde. Genau läßt sich ihre Beschaffenheit nicht feststellen, weil sie dem Fuße unerreichbar sind; doch gewinnt man den Eindruck, daß in ihnen sehr viel Kreidematerial mit wenig Diluvium (neben Geschiebemergel auch Sande) gemengt ist. Erst in den obersten Teilen des Profiles am Tipper Ort erscheint auch der typische gelbbraune obere Geschiebemergel.«

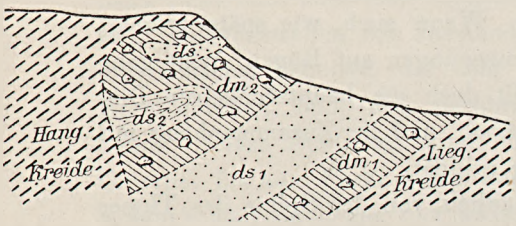
Ich habe von diesem Aufschlusse ein ganz anderes Bild gewonnen wie PHILILPI und setze seine schematische Darstellung dieses Profils (Figur 5) neben die meinige, wie sie sich aus der in Figur 6 gegebenen Darstellung ergibt.

Zur weiteren Veranschaulichung dient die Abbildung Tafel 11, Figur 1.

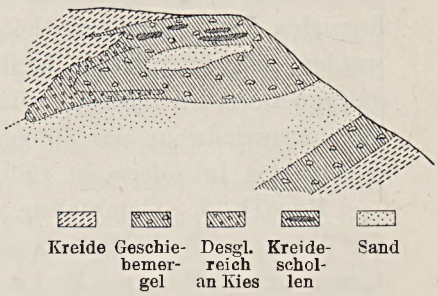
Ich sehe im ganzen oberen Teile des Aufschlusses eine einheitliche liegende Mulde und in den Kiesen, die nach PHILIPPI jünger sein sollen als der hangende Geschiebemergel, nur eine Facies desselben. Auch die im Liegenden des dm_2 auftretenden

Sande liegen damit konkordant, und in dem kleinen Wasserrisse war die muldenförmige Umbiegung deutlich aufgeschlossen. Diese Sande ziehen sich, scheinbar auf dem Geschiebemergel lagernd, hoch an ihm hinauf bis an die mit Kreideschollen gespickte obere Partie des dm.

Figur 5.



Figur 6.



Diese Mulde der Kiese hat demnach genau dieselbe Lage wie die oben im Bilde sichtbare Mulde der Sande. Diese Sande sind demnach, da sie den Kern der Mulde bilden, jünger als die Kiese, während Philippi aus seiner Auffassung das Umgekehrte abgeleitet hatte. Damit entfällt die von ihm hierauf begründete Altersbestimmung vollständig.

Geht man nach N. um Tipperort herum, so erscheint Streifen 9 nochmals in einem Anschnitte, ganz steil westlich fallend und fast genau NS streichend, mit dem liegenden Geschiebemergel, dahinter entspringt aus dem Sande ds_1 eine Quelle, 40 m nördlich von dem bei Tipperort mündenden Bache, auf deren Ablagerungen sehr viel *Equisetum maximum* wächst. Philippi hatte in diesem Anschnitte eine flache Diluvialmulde erblickt, was nicht zutreffend ist.

Nachdem zwischen Streifen 9 und 10 der Obere Geschiebemergel eine bis zu 20 m anschwellende Mächtigkeit erlangt hat, erscheint am Fahrnitzer Ufer Streifen 10, dargestellt auf Tafel 11, Fig. 2.

Streifen 10.

Philippi, Profil 14.

Philippi schreibt: »Dreigeteiltes unteres Diluvium, das kon-

kordant Kreide aufliegt, fällt seinerseits flach unter etwas geschleppte Kreide ein.«

Dieser Streifen streicht N 40° W und fällt mit etwa 45°, also durchaus nicht flach, nach W hin ein. Nur der liegende Geschiebemergel und die unteren Teile der Zwischenschichten erreichen den Strand, alle weiter nach oben folgenden Bildungen schneiden schon vorher gegen herabgestürzte Schuttmassen ab.

Das 100 m nördlich von hier an der Einbiegung der Küstenlinie folgende Diluvium scheint ausschließlich Oberes zu sein, das aus einer sehr fein gebänderter Grundmoräne besteht, deren Bänderung durch die Auswalzung zahlreicher Kreideschmitzen zustande gekommen ist.

Streifen 11.

Zwischen Fahrnitzer und Kieler Ufer.
Philippi, Profil 15.

Streifen 11 ist zwar stark mit Schutt, teils von Kreide, teils von jüngerem Diluvium, überschüttet, läßt aber doch deutlich erkennen, daß man es mit einem sehr mächtigen liegenden und einem geringmächtigen hangenden Geschiebemergel zu tun hat, die durch helle Sande getrennt sind. Der Streifen scheint an dieser Stelle sein südliches Ende zu erreichen, da für das Ausstreichen sowohl der geschichteten Sande wie des hangenden Geschiebemergels kein Platz mehr vorhanden ist. Nur der liegende Geschiebemergel erreicht das Meer. Die Mächtigkeit der Kreide zwischen Streifen 10 und 11 und damit der Betrag der seitlichen Verschiebung kann kaum mehr als 50 m ausmachen.

Streifen 12.

400 m südlich von der Mündung des Kieler Baches.
Philippi, Profil 16.
Cohen und Deecke, Tafel III, Fig. 1a.
Von mir dargestellt auf Tafel 12, Fig. 1.

Philippi schreibt über diesen Aufschluß:

»Profil 16. Nun beginnt die von Johnstrup, Berendt, Deecke und Cohen abgebildete Profilreihe südlich vom Kieler Bache. Nach Berendt sollte zunächst eine liegende Kreidefalte

mit deutlich sichtbarer Umbiegungsstelle kommen; diese Falte ist vorhanden, aber ich glaube sie anders deuten zu müssen als Berendt. Ihre Umbiegungsstelle liegt nämlich nicht in der Mitte der Scholle, sondern dicht an der Grenze von Kreide zu dem sie unterlagernden Diluvium; die etwas weiter nach Süden liegenden Kreidepartien fallen hingegen einheitlich mit 15—20° nach Süden ein und lassen keinerlei Faltenbau erkennen. Ich sehe daher in der hangenden Kreide des Profiles 16 lediglich eine an und für sich ungefaltete Scholle, die nur an der Grenze von Kreide zu unterlagerndem Diluvium eine Schleppung erfahren hat, wie dies in den meisten Profilen der Fall ist. Auffällig ist in diesem Profil, daß das untere Diluvium in einer fast horizontalen Linie auf eine lange Strecke von Kreide überlagert wird. Das Bild ist jetzt noch klarer, da der von Cohen und Deecke verzeichnete Schuttkegel im südlichen Teil des Profils fortgeschwemmt worden ist. Das dreiteilige untere Diluvium dieses Profils bietet keinen Anlaß zu besonderen Beobachtungen«.

Das Untere Diluvium dieses Streifens besteht aus:

$$dm_1 = 6 \text{ m}$$
$$ds_1 = 3 \text{ »}$$
$$dh_1 = 2 \text{ »}$$
$$dm_2 = 6—7 \text{ m}.$$

Die geschichteten Bildungen von Streifen 12 beginnen wieder mit einer dünnen, aussetzenden Schotterschicht und bestehen im übrigen wesentlich aus feinen Sanden, denen im oberen Teile eine dunkle Tonbank auflagert. Alle drei Glieder des Streifens streichen am Strande aus, doch ist der hangende Geschiebemergel nur in einem ganz winzigen Einschnitt, dicht über dem Strande, zu erkennen, der Sand nur durch einige kleine, dicht über dem Strande entspringende Quellen verraten, da der ganze südliche Teil des Ausstreichens durch mächtige Massen von Kreideschutt überrutscht ist. Um so besser ist der nördliche Teil aufgeschlossen, der in der Photographie sehr deutlich in seinen einzelnen Teilen zu erkennen ist.

Streifen 13.

Unmittelbar südlich von der Mündung des Kieler Baches.
Cohen und Deecke, Taf. III, Fig. 1c.
Philippi, Profil 17.
Von mir wiedergegeben auf Tafel 12, Fig. 2.

Philippi schreibt über diesen Streifen Folgendes:

Profil 17. »Die Kreide erhebt sich nun mit mäßig steilem SW-Fallen zu der hohen zackigen, von braungelbem Oberdiluvium gekrönten Mauer, die stellenweise eine gewisse Ähnlichkeit mit den Wissower Klinten zeigt. Auch hier will Berendt eine überkippte Falte sehen; ich kann jedoch ebensowenig wie Hermann und Rudolf Credner, Deecke und Cohen und die Teilnehmer an der Rügen-Exkursion der Deutschen geologischen Gesellschaft 1889 hier eine solche erkennen. Das Streichen der Kreidescholle konnte als N 70 W ermittelt werden. Oben am Abhange wird eine Einlagerung von Diluvium sichtbar, die jedoch nicht bis auf den Strand hinabreicht. Cohen und Deecke zeichnen ganz richtig eine Überschiebung; nur ist die Dislokationsfläche nicht ganz so steil, wie sie angeben, sondern entspricht etwa dem Fallen der hangenden Kreide. Auch bemerkt man unterhalb der Diluvialeinlagerung keinen scharfen Riß, wie ihn die genannten Autoren zeichnen, sondern eine etwa 10 m breite Zone, in der die Lagerung der Kreideschichten sehr verworren ist.«

Das Diluvium dieses Streifens endet nach Süden hin an einer Querverwerfung, die bis zum Strande herunter deutlich am Unterschiede der Färbung in den Kreideschichten zu erkennen war. Diese Verwerfung ist auch von Cohen und Deecke in der oben angegebenen Figur klar dargestellt. Das Diluvium selbst setzt sich deutlich aus den beiden Geschiebemergeln und den sandigen Zwischenschichten zusammen.

Streifen 14.

An der Mündung des Kieler Baches und nördlich davon.
Philippi, Profil 18.
Cohen und Deecke, Taf. III, Fig. 1d.
Von mir dargestellt auf Tafel 13, Fig. 1.

Dieser Streifen beginnt unmittelbar nördlich vom Kieler Bache.

Vor der Mündung ragt eine kleine, isolierte Steilwand auf, die zum größten Teil aus liegendem Geschiebemergel von 6 m Mächkeit besteht und eine Kappe von geschichteten Sanden trägt. 10 Schritte weiter nördlich taucht bereits die liegende Kreide auf, die sich schnell emporhebt, so daß in der südlich folgenden Wand nur die Spitze des Dreiecks noch aus Sand, der mittlere Teil aus dem 6—8 m mächtigen liegenden Geschiebemergel und der untere Teil aus der sich immer höher heraushebenden Kreide besteht.

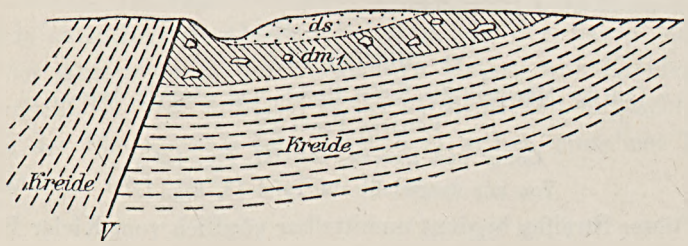
Im Bachbette sieht man noch den dm_2 auftreten, der Streifen selbst hat unmittelbar südlich vom Bache sein südliches Ende, da weiterhin von oben bis unten nur noch Kreide zu beobachten ist. Die Verwerfung, die den Streifen nach Süden abschneidet, muß im Bachbette zu suchen sein.

Streifen 15.

Von mir dargestellt auf Tafel 13, Fig. 2.
Philippi, Profil 19.

Philippi schreibt: »Nördlich vom Kieler Bache folgt zunächst eine hohe, nicht gezackte und auch nicht von Oberdiluvium bedeckte Wand, in der das Streichen mit N 50° W ermittelt wurde. Diese Wand wird von einer in der Profilansicht 45° nach S geneigten Dislokationsspalte durchsetzt, an der die steiler einfallende Südscholle unvermittelt an eine flacher gelagerte Nordscholle anstößt. Man könnte diese Dislokation für eine Verwerfung halten, wenn nicht die nördliche Kreidescholle in ihren obersten Teilen eine Kappe von dreiteiligem Unterdiluvium trüge, die von Süden her auf einer allerdings ungewöhnlich steilen Fläche überschoben wäre.«

Figur 7.



Dieses Unterdiluvium ist mein Streifen 15; er besteht nur aus dem liegenden Geschiebemergel und den sandigen Zwischenschichten. Der hangende Geschiebemergel dürfte erst später erscheinen, wenn die Küstenlinie weiter landeinwärts vorgerückt sein wird. Das Enden dieses Streifens an einer Verwerfung ist ausgezeichnet zu sehen. Figur 7 zeigt das schematische Profil, welches zur Ergänzung der Photographie dienen möge.

Streifen 16.

Südlicher Teil des Hohen Ufers.

Philippi, Profil 20.

Dieser Streifen ist außerordentlich verschüttet, läßt aber erkennen, daß beide Geschiebemergel und die geschichteten Bildungen vorhanden sind, und daß das ganze System unter 60—70° nach Südwesten hin einfällt und nordwestlich streicht. Der liegende Geschiebemergel hat mehr als 8, der hangende mehr als 4 m Mächtigkeit.

Streifen 17.

Nördlicher Teil des Hohen Ufers.

Philippi, Profil 21.

Philippi schreibt: »Hat man die jähe, aus Süd fallenden Kreideschichten mit Decke von Oberdiluvium bestehende Wand des Hohen Ufers umschritten, so zeigt sich oben am Abhange in unerreichbarer Höhe ein interessantes Profil. Unterdiluvium, hauptsächlich blaugrauer Geschiebemergel, ist derartig in die Kreide eingefaltet, daß es gewissermaßen einen riesigen, auf dem Kopfe stehenden Pilz bildet. Unterhalb einer trichterförmigen Verengerung erweitert sich nämlich die diluviale Einfaltung noch einmal, um den »Hut« des Pilzes zu bilden. Die Kreide macht sämtliche Einfaltungen des unteren Diluviums mit, soweit sich das erkennen läßt. Wahrscheinlich geben die Zeichnungen 6 und 7 von Bonney und Hill Teile dieses Profils wieder.«

Dieser Streifen läuft nicht ins Meer aus, sondern endet in der Kreide oberhalb des Ufers an einer bis zum Strande hinunter sichtbaren Verwerfung, welche zwei auch petrographisch verschiedene Glieder der Kreide voneinander trennt (siehe Tafel 14,

Fig. 1). Der Streifen (»Pilz« Philippi's) verliert sehr viel von seiner Unverständlichkeit, die er dem ihn von unten Betrachtenden bietet, wenn man, was sehr leicht ist, ihn von der Höhe aus untersucht und in den oberen Teil der Ausbruchsnische hineinschaut. Dann sieht man (vergl. Tafel 14, Fig. 2), daß man es mit einem vollkommen normalen dreiteiligen Diluvium zu tun hat, bei welchem nur ein Umstand ungewöhnlich ist, nämlich die Einlagerung einer mehrere Meter mächtigen Kreidelokalmoräne in der unteren Bank des Geschiebemergels dm_1, der dadurch eine ganz beträchtliche Mächtigkeit von ca. 20 m erlangt. Die näheren Verhältnisse der Lagerung ergeben sich aus den beiden Bildern. Bemerkt sei noch, daß der Sand zwischen beiden Geschiebemergeln eine sehr feine, durch intensive Stauchung hervorgerufene Maserung seiner Schichtenbänder zeigt.

Streifen 18.

Am Kollicker Bach.

Philippi, Profil 21, Abs. 4 und 5.

Philippi schreibt: »Der Unterlauf des Kollicker Baches schneidet in Kreide ein. Sein rechtes Ufer besteht auch ganz aus Kreide; auf dem linken folgt aber sehr bald über Kreide unteres Diluvium, von dem ein kleiner Seitenriß des Kollicker Baches etwas aufschließt. Man könnte am Kollicker Bache am ehesten an eine Verwerfung denken; jedoch verhindert die starke Überwachsung und Überrutschung jede genauere Untersuchung.«

Im südlichen Teile des Streifens sieht man beide Geschiebemergel und die sandigen Zwischenschichten, denen eine Tonmergelbank eingeschaltet ist. Diesen Sanden entspringt unmittelbar nördlich vom Kollicker Bache eine Quelle, und in der dadurch geschaffenen Nische kann man in den geschichteten Bildungen sehr deutlich das steile, unter 70° nach W gerichtete Einfallen, sowie das nordsüdliche Streichen des Diluviums beobachten. Die südliche Grenze des Streifens und sein Abstoßen gegen die nach S folgende Kreide ist im Bachbette aufgeschlossen, in welchem demnach die südliche Randverwerfung des Streifens liegen muß.

Etwas weiter nördlich taucht im oberen Teile des Abhangs

der Streifen noch einmal auf; man sieht hier aber nur den liegenden Geschiebemergel, 10—12 m mächtig, und einen Teil der sandigen Zwischenschichten.

Die Streifen 14—18 sind auf Tafel 15, Fig. 1, von mir wiedergegeben.

Streifen 19.

Zwischen Kollicker Ort und Mönchsteig.
Von Philippi nur noch mit einer Zeile erwähnt.
Streichen Südost—Nordwest.

Aus Streifen 19 entspringen unmittelbar südlich und nördlich vom Leuchtturm am Kollicker Ort Quellen mit Kalktuffablagerung. Dieser Streifen ist nach Süden durch eine Verwerfung abgeschnitten. Der südliche Rand der Nische, in der die südliche Quelle entspringt, besteht aus Kreide, und an ihrem Fuße läuft die Randverwerfung durch. Dieser Streifen setzt mit dem liegenden der beiden Geschiebemergel im Ufer fort. In der nördlichen Verlängerung nördlich vom Leuchtturm legt sich die liegende Kreide am Ufer davor; kurz vor dem Mönchstieg wird hoch oben nochmals der liegende Geschiebemergel und der Sand der Zwischenschichten unter Oberem Geschiebemergel sichtbar.

Streifen 20.

Nördlich vom Mönchstieg.

Infolge der Bewaldung des Gehänges ist nur wenig zu sehen, unten am Ufer nur der liegende Geschiebemergel. Den Sanden dieses Streifens entspringt eine Kalktuff abscheidende Quelle.

Streichen Südost-Nordwest.

Streifen 21.

Zwischen Äserort und Steinbach.

Dieser Streifen endet im Süden bei Äserort, wo unten am Ufer dunkler Geschiebemergel sichtbar ist. Weitere Beobachtungen werden an dieser Stelle durch die dichte Vegetation verhindert. 30—40 m hinter der am meisten vorspringenden Spitze vom Äserort kommt vom Abhang herunter eine Quelle, die einen prachtvollen grünen Vorhang von Kreidetuff über der steilen Kreidewand abgelagert hat. Diese

Quelle entspringt etwa 15 m über dem Strande offenbar aus den geschichteten Sanden des Streifens. Das Quellbecken hat sich bedeckt mit altem Laube, bei dessen Wegräumen sich die stark sprudelnde Quelle zeigt, in deren Grunde sich ein Stock bis auf $^1/_2$ m Tiefe leicht eindrücken läßt. Etwa 100 Schritte weiter nach Norden erscheint eine zweite Quelle, die gleichsfalls Kalktuff absetzt, doch ist der untere Teil der Kalktuffdecke hier bei einem Sturm zerstört. Im Sommer 1910 sah man noch die abgeriebenen Schollen dieser Kalktuffdecke am Strande liegen, im Oktober waren sie verschwunden. Zwischen beiden Quellen sieht man oben am Gehänge in etwa 20 m Höhe über der liegenden Kreide den liegenden Geschiebemergel dieses Streifens angeschnitten. Im Tale des Steinbaches war die Fortsetzung dieses Streifens nicht mehr aufzufinden.

Streifen 22.

An der Viktoriasicht.

Dieser Streifen erscheint nördlich vom Steinbachtale bei der Viktoriasicht in der dortigen tiefen Ausbruchsnische mit allen drei Gliedern. Nordöstlich von dieser Stelle des Streifens ist eine Kreidescholle mit ihrer Kuppe von Oberem Diluvium am Hange an dem Streifen so abgesunken, daß die Grenze zwischen Kreide und jungem Diluvium rechtwinklig auf den Streifen stößt und die entsprechende Grenze auf der Landseite des Streifens 5—6 m höher liegt.

Streifen 23.

Südlich vom Königsstuhl.

Philippi schreibt über diesen Streifen:

»Daß die baumbestandene Depression zwischen Klein-Stubbenkammer und dem Königstuhl von Diluvium, das allerdings sehr schlecht aufgeschlossen ist, erfüllt ist, weiß man seit langer Zeit. Ebenso wird in jeder Beschreibung der Kreideklippen von Jasmund die steile Schichtstellung der Königstuhl-Scholle erwähnt. Weniger bekannt ist es jedoch, daß sich am Fuße der Klippe die Schichten verflachen und mit etwa 20° nach Süd einfallen. Da auch in den obersten Teilen des Königstuhles die vorher senkrechten Schichten

eine flache Lagerung einnehmen, so beschreibt also die Kreide in dieser Scholle etwa eine **S**-förmige Biegung. Königstuhl und Groß-Stubbenkammer sind anscheinend eine einzige Scholle, die aber möglicherweise zum Teil auf unterem Diluvium ruht.«

Dieser Streifen ist der erste, dessen Schichten genau O—W streichen. Wenn man die Pfade, die von der Landungsbrücke zur Höhe führen, und die Umgebung der Fischerhütten genau untersucht, so kann man alle 3 Glieder des Streifens auffinden. Aus den Sanden zwischen den beiden Geschiebemergeln entspringt die Golgathaquelle, die jetzt gefaßt ist, früher aber, als sie frei abfloß, viel Kalktuff ablagerte. Der Sand der Zwischenschichten muß hier außerordentliche Mächtigkeit besitzen, da er in einem etwa 50 m breiten Streifen zutage ausstreicht. An die **S**-förmige Biegung der Kreide glaube ich nicht, nach meiner Ansicht liegt hier eine steil fallende Tafel vor und die Wechsel im Fallen sind nur scheinbar und durch die verschiedene Lage der Ansichtsflächen bedingt.

Streifen 24.

Im Teufelsgrunde nördlich von Stubbenkammer.

Philippi beobachtete am Strande, etwa 100 Schritt nordöstlich vom »Waschstein«, eine 35 Schritt breite Diluvial-Einschaltung, im wesentlichen aus blaugrauem Unterem Geschiebemergel bestehend, deren beiderseitige Grenzen, so weit sie aufgeschlossen sind, senkrecht zu stehen scheinen. Weiter nach SW folgen 20 Schritt sicher anstehende Kreide, dann 20 Schritt überrutschtes Terrain, 10 Schritt augenscheinlich anstehender Unterer Geschiebemergel und dann wiederum Kreide, die diesen zu bedecken scheint.

Ich glaube, daß hier der östliche Teil eines Streifens vorliegt, dessen Fortsetzung durch im Teufelsgrunde auftretende dunkle Geschiebemergel und helle Sande angedeutet ist. Die dichte Bewaldung und der völlige Mangel an Aufschlüssen hindern hier jede genauere Beobachtung. Das Streichen der diluvialen Schichten scheint wie bei Streifen 23 von Osten nach Westen gerichtet zu sein.

Streifen 25.

Am Stubbenhörn, bereits außerhalb der Übersichtskarte.

Auf einen parallel dem Strande verlaufenden, etwa 50 m breiten Streifen liegender Kreide folgt konkordant dreiteiliges Diluvium, welches in den sandigen Zwischenschichten eine Tonmergelbank eingeschaltet enthält.

Ergebnisse.

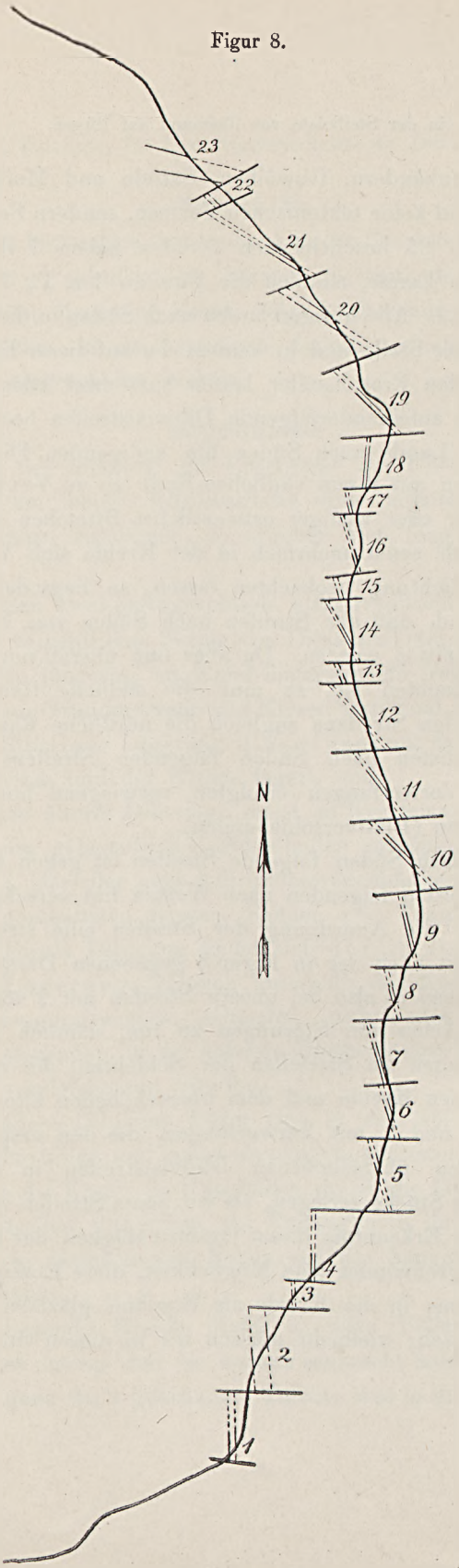
Fassen wir nunmehr die Ergebnisse der Untersuchungen an der etwa 8 km langen Küstenstrecke vom Saßnitzer Damenbade bis Stubbenhörn zusammen, so ergeben sich folgende allgemeine Resultate:

1. Es treten zwei petrographisch, stratigraphisch und tektonisch völlig verschiedene Serien von Diluvialbildungen auf, nämlich
   a) ein jüngeres, an Kreidematerial sehr reiches Diluvium, aus Grundmoränen und Kiesen bestehend, das in deckenförmiger Lagerung diskordant auf dem älteren Diluvium und der Kreide lagert, und
   b) ein älteres Diluvium, meist an Kreidematerial sehr arm, nur gelegentlich Kreideschollen enthaltend, welches aus 2, bisweilen auch 3 Grundmoränenbänken und zwischengeschalteten Kiesen, Sanden und Tonmergeln besteht. Dieses Diluvium findet sich nur in stark gestörter Lagerung, nämlich innerhalb der Kreideschichten in langgestreckten, schmalen, mehr oder weniger steil stehenden, in der äußeren Erscheinungsform mit Gängen vergleichbaren Streifen.
2. Das ältere Diluvium bildet eine in sich völlig konkordante Schichtenfolge und lagert ebenfalls konkordant auf Kreide auf.
3. Gegen die Kreide im Hangenden stoßen die Diluvialbildungen der Streifen diskordant ab; Faltungen in ihnen sind in den wenigen beobachteten Fällen auf die hangenden Schichten beschränkt.
4. Die liegende Kreide bildet in allen Fällen ebene, nach Westen mäßig steil bis nahezu senkrecht fallende, z. T. wohl auch ganz flach gekrümmte Tafeln; was in ihr von gefalteten

Feuersteinbändern, Gewölben, Sätteln und Mulden sichtbar wird, sind keine tektonischen Formen, sondern Schnittfiguren.

5. Von den 25 beschriebenen Streifen haben 7 ihr südliches Ende im Lande, nämlich die Streifen 1 z. T., 7, 13, 15, 17, 18 und 22. Alle übrigen laufen nach Süden in die See hinaus.
6. An keiner Stelle und in keinem der auf dieser Küstenstrecke mündenden Erosionstäler lassen sich zwei oder mehr landeinwärts aufeinanderfolgende Diluvialstreifen beobachten.
7. Die im Lande nach Süden hin endigenden Diluvialstreifen schneiden mit ihrem südlichen Ende ab an Verwerfungen die mehr oder weniger ostwestliches Streichen besitzen. Da nun auch sonst mehrfach in der Kreide sich Verwerfungen dieser Richtung beobachten lassen, so liegt der Schluß auf der Hand, daß alle Streifen nach Süden von Verwerfungen abgeschnitten werden. Da aber nun überall nur ein Streifen zu beobachten ist, so muß die südliche Randverwerfung eines jeden Streifens zugleich die nördliche Randverwerfung des nächsten nach Süden folgenden Streifens sein. Auf diesen Verwerfungen erfolgten vorwiegend horizontale Bewegungen (Blattverschiebungen).
8. Jeder nach Süden folgende Streifen ist gegen den nächsten nach Norden folgenden nach Westen hin verschoben, so daß sich für die Anordnung der Streifen eine strenge Gesetzmäßigkeit nach der in Figur 8 gegebenen Darstellung.
9. Wir haben es also bei unsern Streifen mit 2 völlig verschiedenen Arten von Störungen zu tun, nämlich 1. mit Überschiebungen im Streichen der Schichten, die zwischen der hangenden Kreide und dem überschobenen älteren Diluvium liegen, und 2. mit Verwerfungen, die den ursprünglich einheitlichen überschobenen Diluvialstreifen in ebenso viele einzelne Stücke zerlegen, als wir heute Streifen vor uns sehen.
10. Mit der Erkenntnis dieser Gesetzmäßigkeit der Dislokationen aber verschwindet jede Möglichkeit, diese Einlagerungen des Diluviums in der Kreide als Ergebnis glazialer Druckkräfte aufzufassen; vielmehr müssen wir in diesen Störungen rein

Figur 8.



tektonische Vorgänge erblicken, die sich während der letzten Interglazialzeit vollzogen.

Zu diesen Ergebnissen seien einige Bemerkungen hinzugefügt:

Man könnte geneigt sein, die Forderung zu erheben, daß mindestens 15—20 der vorausgesetzten Verwerfungen, und nicht bloß 7—8 von ihnen in den aus Kreide bestehenden Steilabbrüchen der Küste sichtbar sein müssen. Daß das nicht der Fall ist, liegt an der außerordentlichen Schwierigkeit, in den tonig-mergeligen Kreideschichten Verwerfungen überhaupt zu erkennen. Nur wenn petrographisch verschiedene Schichtenglieder an der Verwerfung gegeneinander abstoßen, ist diese deutlich zu sehen, z. B. feuersteinführende Kreide gegen davon freie Kreidemergel. Wenn aber die Verwerfung durch beiderseits gleichartige Schichten läuft — und das dürfte wohl bei den an und für sich nicht bedeutenden petrographischen Unterschieden im Rügener Obersenon die Regel sein —, so ist von ihr absolut nichts mehr zu sehen. Dies wurde mir in besonders eindrucksvoller Weise in einem Kreidebruche im Innern der Insel vor Augen geführt. Aus der Wand des Bruches sah ich große Knochen herausragen und stellte fest, daß es sich um den offenbar erst wenige Jahre vorher vergrabenen Kadaver eines Rindes handelte. Aber obwohl die Kreidewand, in der das Skelett lag, vollkommen glatt und senkrecht abgestochen war, war es doch absolut unmöglich, auch nur die leiseste Andeutung von den Wandungen oder dem Boden der zum Vergraben des Tieres ausgehobenen Grube zu erkennen; vielmehr bildete die Kreide in und neben der künstlichen Grube ein absolut homogenes Ganzes. Natürlich müssen Verwerfungsspalten in genau der gleichen Weise unsichtbar werden, wenn das Gesteinsmaterial beiderseits der Verwerfung übereinstimmt.

Das Vorhandensein derartiger Querverwerfungen wurde schon 1887 von v. Koenen erkannt, der ebenso wie ich einen ostwestlichen Verlauf derselben annimmt. Cohen und Deecke dagegen glauben, daß diese Verwerfungen von NW. nach SO. streichen und nach SW. einfallen, wofür ich keine zwingenden Tatsachen habe auffinden können.

Das Auftreten von Streifen älteren Diluviums in der Kreide ist nicht auf die Ostküste von Jasmund beschränkt, sondern auch an ihrer Nordküste und im Innern beobachtet. Bei Stubbenhörn liegt ein breiter Diluvialstreifen parallel dem hier von Südost nach Nordwest verlaufenden Strande. Vom Hankenufer bis Lohme steht, wie Philippi berichtet, in dem hier ostwestlich verlaufenden Steilufer nur Unteres Diluvium an, von dem ich glaube, daß es einem langen, in der gleichen Richtung verlaufenden Diluvialstreifen angehört. Ferner findet sich älteres Diluvium weiter westlich an der Nordküste bei Blandow und in weiter Verbreitung an mehreren Punkten bis Swentekahs, über die Philippi gleichfalls berichtet, ohne detaillierte Profile anzugeben. Dagegen beschreibt er einen von Oberem Diluvium überlagerten Streifen älteren Diluviums von genau der gleichen Gliederung wie in den Streifen der Ostküste vom Königshörn bei Glowe.

Im Innern von Jasmund haben die sehr zahlreichen Kreidebrüche in ihrer großen Mehrzahl nur die Auflagerung von jüngerem Diluvium auf der Kreide erschlossen. Nur in folgenden Brüchen konnte ich denen der Ostküste vollkommen analoge, der Kreide eingelagerte Streifen von älterem Diluvium beobachten:

1. In dem Küster'schen Bruche in Saßnitz. Der Streifen fällt mit etwa 50° nach NNW. ein und streicht von SSW. nach NNO. Er zeigt beide ältere Geschiebemergel und die Sande ds_1; aus ihnen stammt die von Struckmann beschriebene eigentümlich gemischte Fauna. Dieser Streifen konnte in der Karte, Tafel 6, noch mit dargestellt werden.
2. In dem Hansemann'schen Bruche südlich vom Lenzberge in Crampas. Dieser Streifen fällt sehr steil mit etwa 80° nach NO. ein und streicht von SO. nach NW. Philippi hat ihn eingehend beschrieben S. 37—39.
3. In dem Quistorp'schen Bruche nördlich vom Vorwerk Clementelvitz und dicht nördlich der Eisenbahn, wo das Untere Diluvium, von dem nur der Geschiebemergel aufgeschlossen ist, steil nach SO. einfällt.

4. In dem zwischen dem vorigen Bruche und dem Gute Mönkendorf gelegenen Quistorp'schen Kreidebruche, in welchem ein in der Nordwestwand vorgetriebener Stollen zuerst Kreide, dann dunklen Geschiebemergel und hierauf sehr wasserreichen Sand anfuhr.
5. In dem Kreidebruche am südlichen Eingange des Dorfes Wittenfelde. Diesen Streifen hat PHILIPPI S. 35 und 36 oben beschrieben. Nach ihm hat er ein Streichen von N. 75° W.
6. In dem Kreidebruche am Bonerberge bei Promoisel. Von PHILIPPI S. 36 beschrieben. Streichen nach ihm NNO. zu SSW. Heute ist nichts mehr davon zu sehen.
7. Kreidebruch bei Hagen. Auf der Südseite lagert auf der senkrecht stehenden Kreide ebenfalls senkrecht älterer Geschiebemergel, die Grenzfläche beider Schichten verläuft von Osten nach Westen.

Auch von der Südküste von Jasmund zwischen Saßnitz und Mucran hat PHILIPPI S. 28—32 eine Reihe von Profilen beschrieben, in denen älteres Diluvium zusammen mit großen Kreideschollen auftritt, ohne daß aber eine Einlagerung dieser Schichten in der Kreide zu erkennen wäre. Es scheint sich hier vielmehr um die normale Auflagerung des jüngeren auf nicht dislociertes älteres Diluvium zu handeln, so daß dieses Gebiet für die Beurteilung der Frage nach der Entstehung der merkwürdigen Lagerungsstörungen, die uns hier beschäftigen, nicht weiter in Frage kommen würde.

Für den Versuch, auf diese sehr schwierige Frage eine Antwort zu finden, kommen meines Erachtens folgende Gesichtspunkte in Betracht:

1. Die Feststellung, daß es sich bei den Überschiebungen von Kreide auf älteres Diluvium um ausschließlich tektonische Vorgänge und nicht um glaziale Druckerscheinungen handelt.
2. Der Umstand, daß die der Kreide eingelagerten Streifen von älterem Diluvium in ihrer Gesamtheit sich in Gestalt einer Ellipse anordnen, deren Peripherie von der Küstenlinie Blan-

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

dow-Lohme-Stubbenkammer-Saßnitz und von hier bis Blandow von einer über Lanken, Mönkendorf und Gummenz quer durch die Halbinsel verlaufenden Linie gebildet wird.

Auf dieser Peripherie liegen die einzelnen Streifen mit annähernd umlaufendem Streichen; besonders in der Küstenstrecke ist das Zusammenfallen des Streichens der überschobenen Diluvialstreifen mit dem Verlaufe der Küste aus Fig. 8 deutlich zu erkennen. Im Kern dieser Ellipse liegt die bis 160 m sich erhebende, größtenteils 100 m Meereshöhe überschreitende Kreidemasse der Stubnitz, während nach außen hin niedrigere Gebiete im Westen und Südwesten sich anschließen. Dieser sogen. Kreidehorst war, darüber sind sich alle Bearbeiter der Erscheinung einig, zur Zeit der Ablagerung des älteren Diluviums nicht vorhanden; damals lag eine ebene ungestörte Kreidetafel vor, auf der in vollkommener Konkordanz eine Schicht des älteren Diluviums auf der andern in einem mindestens bis Möen sich ausdehnenden viele Quadratmeilen großen Gebiete sich ungestört und ohne daß das Inlandeis Gelegenheit zur Aufnahme größerer Mengen von Kreidematerial vorfand, ablagern konnte (Fig. 9). Dagegen waren zur Zeit des letzten Inlandeises die Dislokationen vollzogen, und dieses fand reichliche Gelegenheit, die hoch emporragenden Kreidemassen abzutragen und mit den entnommenen Kreide- und Feuersteinmassen seine Grundmoränen und fluvioglazialen Schotter zu durchspicken. Die Vorgänge aber, die sich in der Zwischenzeit, also in der letzten Interglazialzeit, abgespielt hatten, müssen folgende gewesen sein:

Der Kern der oben umschriebenen Ellipse, also der sogen. Kreidehorst der Stubnitz, erfuhr eine Hebung, die man wohl am besten als eine kuppelförmige Aufwölbung zu betrachten hat (Fig. 10). Die Vergrößerung des von dieser Kuppel nunmehr einzunehmenden Raumes führte zu peripherischen, nach dem Zentrum zu einfallenden Brüchen, und gegen diese Brüche hin neigten sich breite Tafeln der randlichen Partieen mit ihrer Auflagerung von älterem Diluvium. Diese Umkippung erlangte wechselnde Beträge von 30° an bis zu vollkommener Steilstellung; gleichzeitig muß die Aufwölbung des

Fig. 9.



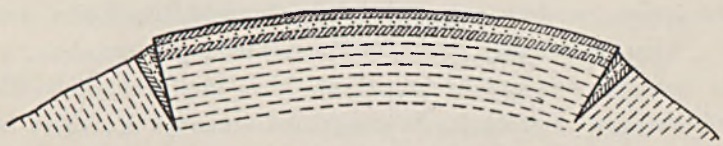
Kreide und älteres Diluvium vor Beginn der Störungen.

Fig. 10.



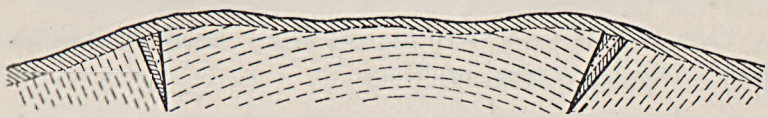
Aufwölbung der Kreidekuppel und Entstehung peripherischer Brüche.

Fig. 11.



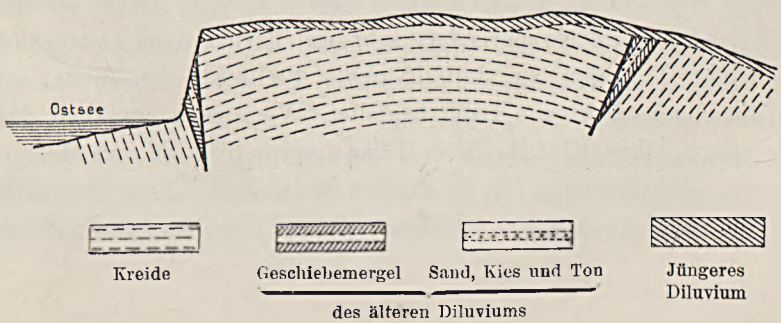
Zentripetale Umkippung der äußeren Partieen und Überschiebung derselben.

Fig. 12.



Abtragung der Kuppel durch das letzte Inlandeis und diskordante Auflagerung des Jungdiluviums.

Fig. 13.



Herausmodellierung der heutigen Küstenlinie seit Beginn der Litorinasenkung.

Kernes sich noch weiter fortgesetzt haben, so daß die gehobenen Kernpartieen über die ihnen sich zuneigenden Randpartieen hinübergeschoben wurden, wobei die oberen Teile der letzteren, also die diluvialen Schichten, mehr oder weniger abgeschoren wurden (Fig. 11); daraus erklärt sich die an so vielen Stellen beobachtete übergreifende Lagerung der hangenden Kreide auf den überschobenen Diluvialschichten. Gleichzeitig mit der zentripetalen Umkippung der äußeren Schollen erfolgte deren Zerreißung durch Brüche, die in der nordsüdlich verlaufenden Ostküste Jasmunds ostwestlich streichen, im ganzen aber wahrscheinlich eine radiale Anordnung auf den Mittelpunkt der aufgewölbten Kuppel zu besitzen.

Meine Auffassung unterscheidet sich von der von O. Jaekel in den eingangs zitierten Abhandlungen ausgesprochenen nicht grundsätzlich, sondern nur darin, daß ich nicht eine Reihe staffelförmig hinter einander liegender Überschiebungen annehme, vielmehr nur eine wesentlich einheitliche, aber durch zahlreiche Blattverschiebungen zerstückelte Störungszone erkennen kann; es freut mich, darauf hinweisen zu können, daß auf einer im Frühjahr 1912 gemeinsam mit Herrn Prof. Dr. Jaekel ausgeführten Begehung der Steilküste der Stubnitz auch dieser kleine Unterschied unserer Auffassung einen vollkommen befriedigenden Ausgleich gefunden hat.

Seite 153 habe ich versucht, den Gang der Ereignisse durch einige Profilzeichnungen anzudeuten.

Die Bäche, die zwischen Saßnitz und Stubbenkammer münden, legen den letzten Teil ihres Weges im Steilufer in kurzen klammartigen Schluchten mit sehr starkem Gefälle zurück. Daran schließt sich landeinwärts ein normaler, sehr viel flacher nach Osten sich senkender Talboden an, der bis an die Steilküste den zuletzt tief in ihm eingeschnittenen Bach begleitet. Wenn man annimmt, daß das ausgeglichene Gefälle dieser Täler ursprünglich bis zum Meeresniveau sich fortsetzte, so kann man feststellen, in welcher Entfernung von der heutigen Steilküste diese Täler dereinst die Ebene

des heutigen Meeresspiegels erreichten. Diese Entfernung würde betragen haben:

bei dem Steinbache	1400 m
bei dem Kollicker Bache	1200 »
bei dem Brisnitzer Bache . . .	800 »
bei dem Lenzer Bache	480 »

Dieser von Norden nach Süden gleichmäßig abnehmende Betrag würde uns einen Maßstab liefern für die seit der Litorinasenkung erfolgte Abrasion der Ostküste von Rügen. Datiert man, wie ich das aus den Verlandungsvorgängen bei Swinemünde wahrscheinlich zu machen versucht habe, das Ende der Litorinasenkung um 7—8 Jahrtausende zurück, so erhält man als Abrasionsbetrag für das Jahrhundert

in der Gegend des Steinbaches . . .	17—20 m
» » » » Kollicker Baches .	15—17 »
» » » » Brisnitzer Baches .	10—11 »
» » » » Lenzer Baches .	5—6 »

Es wäre von Interesse festzustellen, wie diese Zahlen zu dem in historischer Zeit festgestellten Zurückweichen der Küstenlinie sich verhalten.

Gegen die Auffassung, daß die schluchtartigen, mit steilem Gefälle ausgestatteten Mündungen der Täler im östlichen Teile von Jasmund Anzeichen für eine jugendliche Hebung des Landes seien, muß entschieden Einspruch erhoben werden. Es handelt sich hier um nichts anderes als um eine Modifikation der Talübertiefung. Wie in den Alpen durch die Gletscher in den Haupttälern die Talaustiefung raschere Fortschritte machte als in den Nebentälern, so ist hier durch die Abrasion der Küste der gleiche Vorgang eingetreten. Die kleinen Bäche der schon am Ende der letzten Eiszeit durch viel größere Wassermassen geschaffenen Täler vermochten nicht, dem Näherrücken der Erosionsbasis entsprechend, ihre Täler rückwärts zu vertiefen, sondern mußten ihre Tätigkeit auf die letzten 100—300 m ihres Laufes beschränken. Ich habe ganz analoge, nur viel großartigere Erscheinungen von der

östlichen Schwarzmeerküste am Kaukasus in »Glückauf« in Essen gelegentlich der Berichte über den Internationalen Geologen-Kongreß in Rußland beschrieben, und Ähnliches in kleinem Maßstabe vom Ufer des Wannsees bei Berlin in der Erläuterung zu Blatt Teltow, II. Aufl., erwähnt.

Beachtenswert sind auch die Beziehungen der am östlichen Steilufer von Jasmund auftretenden Quellen zu den Diluvialstreifen. Die Gewässer, die zwischen Saßnitz und Stubbenkammer das Meer erreichen, lassen sich in drei Gruppen einteilen:

1. Bäche, die im Innern der Halbinsel entspringen und zumeist die Abflüsse kleiner Moore darstellen. Sie haben anscheinend ein sehr hartes, kalkarmes Wasser und lagern keinerlei Sedimente ab.

2. Kleine Quellen, die mit höchst geringer Wasserführung aus winzigen Spalten der Kreide hervorbrechen; sie sind eisenreich und lagern an den von ihnen überflossenen Kreidewänden gelben Eisenocker ab. Ihr Eisengehalt entstammt den massenhaft in der Kreide vorhandenen, in der Steilwand rasch sich zersetzenden Markasitknollen. Dahin gehört z. B. die als »Rotes Wasser« bezeichnete Quelle am Nordende von Streifen 7. Ob eine dieser Quellen Kalktuff ablagert, ist mir zweifelhaft. In Frage könnte nur eine Quelle unmittelbar neben dem Saßnitzer Damenbade kommen.

3. Quellen, die den Sanden zwischen den beiden Geschiebemergeln der Diluvialstreifen entspringen. Diese, wie wir gesehen haben, immer ziemlich steil bis nahezu senkrecht einfallenden durchlässigen Schichten sind in ihren tieferen Teilen mit Wasser erfüllt; wo die Erosion flache Nischen in sie eingeschnitten hat, tritt der Überschuß ihres Wassers zutage und läuft als Quelle über die Barre des liegenden Geschiebemergels und der liegenden Kreide ab. Solche Quellen entspringen den Streifen 3, 7, 10, 18, 21 und 23. Die letztgenannte unterhalb Stubbenkammer ist gefaßt und versorgt das Restaurant auf der Höhe mit Wasser (Golgathaquelle).

Alle diese Quellen sind auffallend kalkreich und lagern auf

ihrem Wege erhebliche Kalktuffmassen ab, die zum Teil wie ein Vorhang über den untersten Teil des Kreideabhanges gebreitet sind. Auf Taf. 15, Fig 2 ist ein solcher mit grünem Moose dicht bewachsener Vorhang der Quelle am Äser Ort, die aus Streifen 21 entspringt, dargestellt. Eine charakteristische Pflanze der von diesen Quellen durchfeuchteten Hänge ist *Equisetum maximum*. Die Kalktuffvorhänge haben meist nur ein kurzes Leben; ein einziger starker Sturm peitscht die Wogen gegen das Gehänge, die Tuffdecke wird abgerissen und durch die Brandung in große, glatt abgerollte Platten von $^1/_2$—1 m Durchmesser umgewandelt, worauf die Quelle sofort mit der Erzeugung eines neuen Vorhanges beginnt. Der Kalkgehalt scheint im wesentlichen den wasserführenden Sanden und den in ihnen eingelagerten kalkreichen Feinsand- und Tonmergelbänkchen, nicht aber der Kreide zu entstammen, da sonst ein höherer Eisengehalt zu erwarten wäre.

Anhangsweise sei noch einer Erscheinung gedacht, die ich während meines Aufenthaltes in Saßnitz im Sommer 1908 täglich beobachten konnte, die aber seitdem durch Verbauung vollkommen verschwunden ist. Bei Gelegenheit der Erweiterungsarbeiten für den Hafenbahnhof Saßnitz wurde, um Platz für Gleisanlagen zu gewinnen, das Steilufer neben dem Aufgange zum Hotel Viktoria in großem Umfange abgetragen und dabei ein Geschiebemergel freigelegt, der auf Kreide auflagerte und durch massenhaftes Kreidematerial sich als wahrscheinlich jungdiluvial verriet. In diesem 4—8 m mächtig aufgeschlossenen Geschiebemergel lagen zahlreiche größere und kleinere Schollen von Kreidemergel, die alle in der in Taf. 16, Fig. 1 und 2 dargestellten Weise ausgewalzt und gestreckt waren. Stellenweise, besonders in den unteren Teilen des Aufschlusses, ging diese Auswalzung so weit, daß der Kreidemergel zu millimeterdünnen Blättern ausgezogen war, die zu Dutzenden einander folgten und durch ebenso dünne Bänkchen von Grundmoräne von einander getrennt waren, so daß eine äußerst feine Schichtung von abwechselnd weißen und dunklen Lagen erzeugt

wurde. Die Kreide im Liegenden dieser Grundmoränen steht nicht an, sondern ist eine etwa 10 m starke Scholle, die, wie eine Bohrung am Bahnhofe ergab, auf Diluvium, höchstwahrscheinlich älteres, überschoben ist.

Profil der Bohrung am Saßnitzer Hafenbahnhofe.

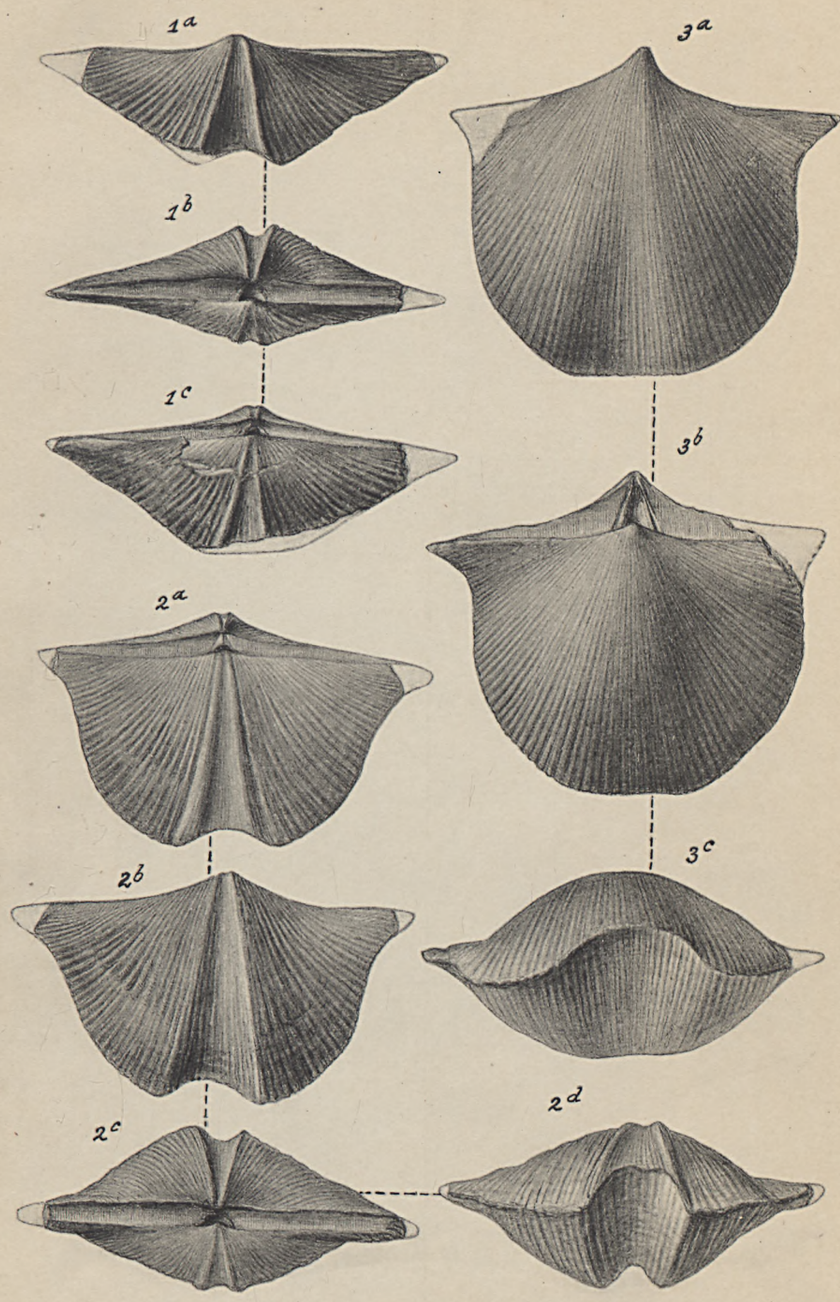
0,0— 8,0	Kreidemergel . . .	Senon
8,0—15,4	Geschiebemergel . .	Älteres (?) Diluvium
15,4—19,0	Sand	
19,0—19,4	Tonmergel	
19,4—23,5	Kies	
23,5—23,8	Tonmergel	
23,8—28,5	Sand	
28,5—32,0	Kies	
32,0—55,0	Schreibkreide mit Feuerstein . . .	Senon

Berlin, den 6. Juni 1912.

Tafel 1.

Fig. 1, 2. *Spirifer bisinus* Le Hon. . . . . S. 18
Wehnau.
Fig. 3. *Spirifer Seminoi* (de Vern.) Ab. . . . . S. 15
Breiniger Berg.

Die Originale befinden sich in der Sammlung des Geologischen Institutes zu Straßburg.

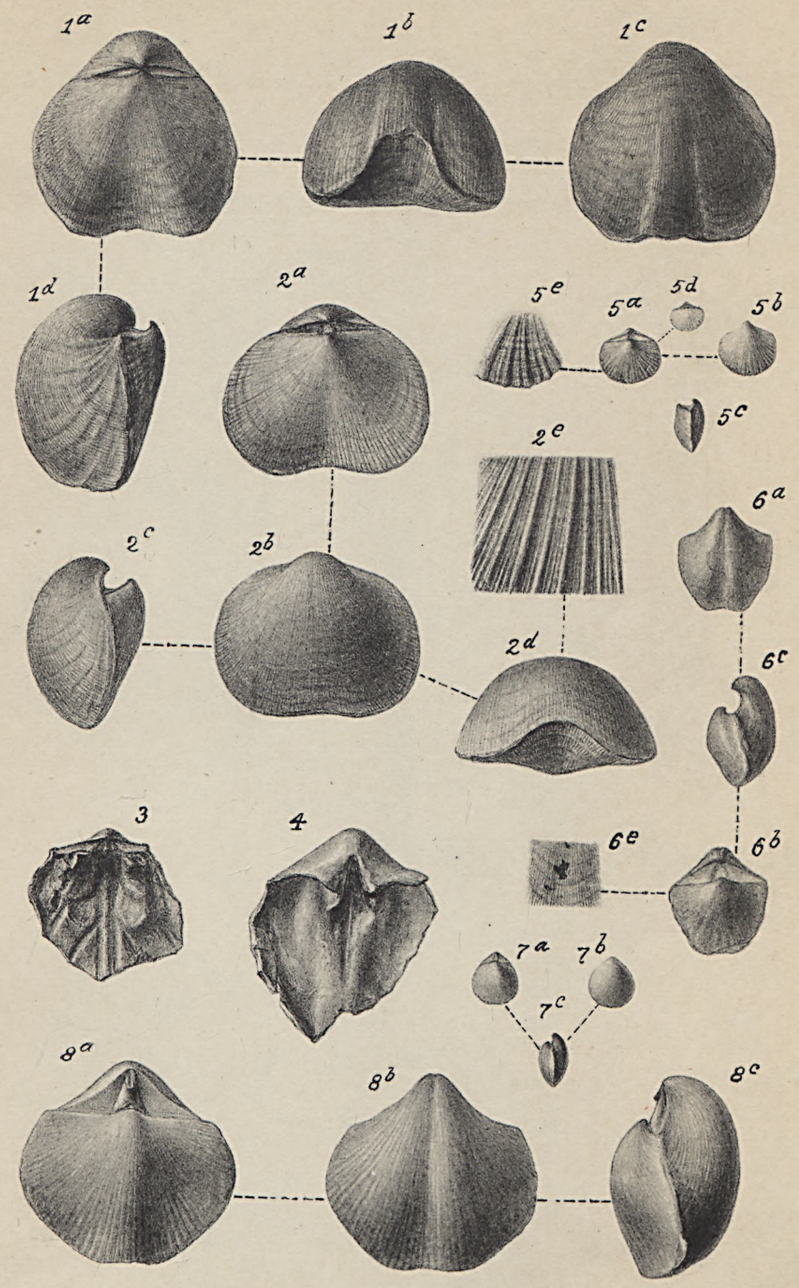


Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

Tafel 2.

Fig. 1. *Schizophoria Iwanowi* Tscherm. . . . . S. 8
Fig. 2. *Schizophoria resupinata* Mart. var. *iowensis* Hall. S. 7
Fig. 3, 4. *Schizophoria Iwanowi* Tscherm. . . . . S. 8
Inneres der Brachial- und der Stielklappe.
Fig. 5. *Skenidium* sp. n. . . . . S. 10
Fig. 6. *Ambocoelia walheimensis* n. sp. . . . . S. 26
Fig. 7. *Athyris minuta* n. sp. . . . . S. 29
Fig. 8. *Spirifer Archiaci* M. V. K. . . . . S. 22

Alle Originale stammen von Walheim und befinden sich in der Sammlung des Geologischen Institutes in Straßburg.

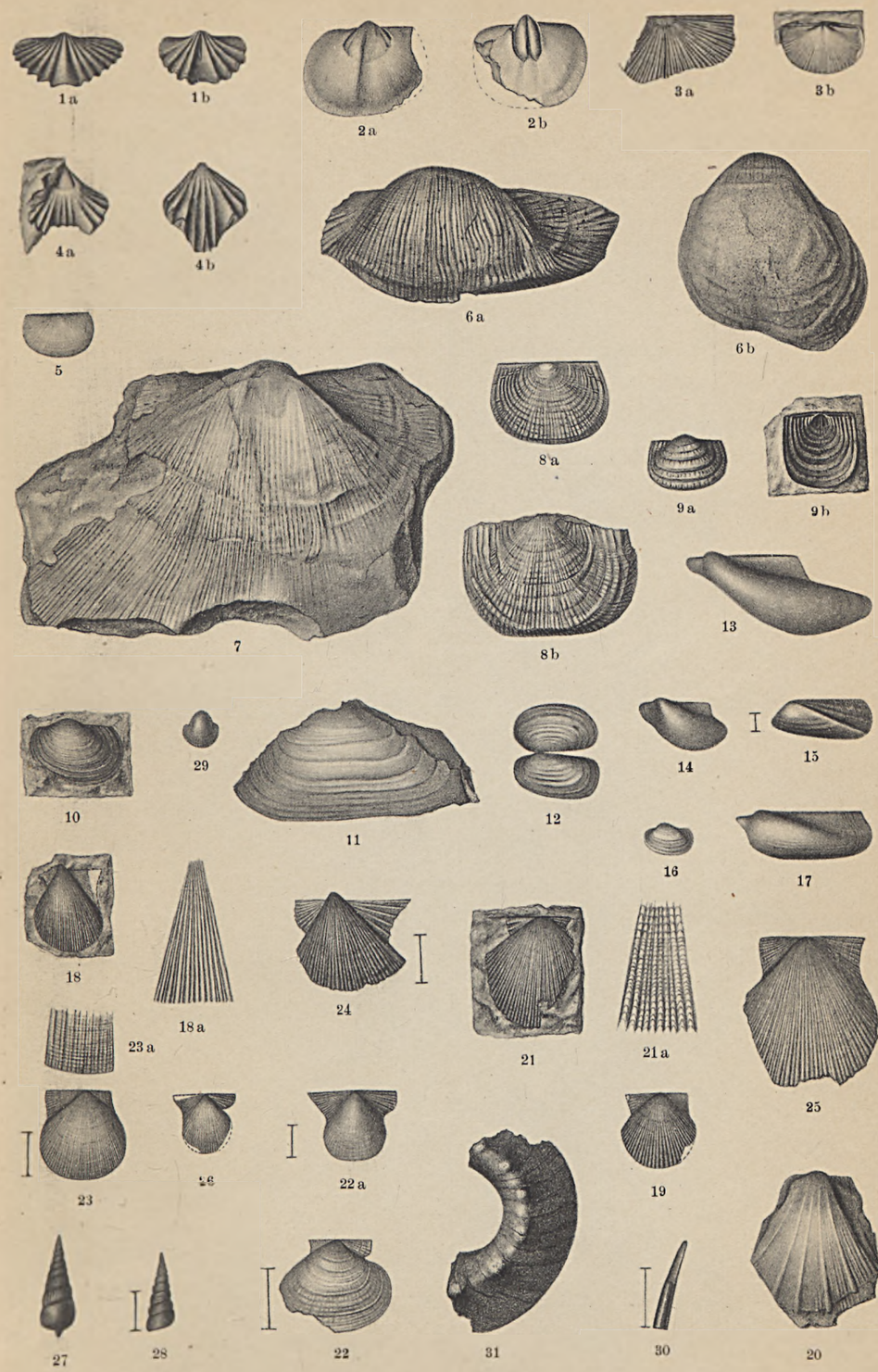


Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

Tafel 3.

Fig. 1a, 1b. *Spiriferina octoplicata* Sow. a) Steinkern der Dorsalklappe. b) Steinkern der Ventralklappe . . . . . S. 41
Fig. 2a, 2b. *Orthis resupinata* Martin. a) Steinkern der Dorsalklappe. b) Steinkern der Ventralklappe . . . . . S. 42
Fig. 3a, 3b. *Orthothetes crenistria* Phillips. a) äußere Schale. b) Steinkern. Ventralschalen . . . . . S. 42
Fig. 4a, 4b. *Rhynchonella pleurodon* Phillips. Ventralklappen . . . S. 43
Fig. 5. *Chonetes hardrensis* Phillips. Ventralklappe, äußere Schale . . S. 44
Fig. 6a, 6b. *Productus giganteus* Martin. a) Steinkern. b) Tiefere Schalenpartie . . . . . S. 45
Fig. 7. *Productus striatus* Fischer . . . . . S. 46
Fig. 8a, 8b. *Productus semireticulatus* Martin. a) Dorsalklappe. b) Ventralklappe. Steinkerne . . . . . S. 46
Fig. 9a, 9b. *Productus fimbriatus* Sowerby. a) Ventralklappe. b) Steinkern der Dorsalklappe . . . . . S. 47
Fig. 10. *Edmondia rudis* M'Coy . . . . . S. 48
Fig. 11. *Edmondia sulcata* Phillips . . . . . S. 49
Fig. 12. *Edmondia? selecta* de Koninck . . . . . S. 49
Fig. 13. *Leiopteria* cf. *hirundo* de Koninck . . . . . S. 50
Fig. 14. *Leiopteria laminosa* Phillips . . . . . S. 51
Fig. 15. *Mytilomorpha (Sanguinolites)* cf. *rhombea* Phillips sp., Hind nov. gen. . . . . S. 52
Fig. 16. *Sanguinolites fabalis* de Ryckholt . . . . . S. 51
Fig. 17. *? Macrodus (Parallelodon) meridionalis* de Koninck . . . . . S. 51
Fig. 18. *Aviculopecten decussatus* M'Coy . . . . . S. 53
Fig. 18a. Oberfläche der Schale vergrößert
Fig. 19. *Aviculopecten* cf. *semicostatus* Portlock . . . . . S. 54
Fig. 20. *Aviculopecten Bouei* de Verneuil . . . . . S. 55
Fig. 21. *Aviculopecten subfimbriatus* de Verneuil . . . . . S. 55
Fig. 21a. Oberfläche der Schale vergrößert
Fig. 22, 22a. *Aviculopecten* cf. *planoclathratus* M'Coy . . . . . S. 57
Fig. 23. *Aviculopecten tenuiclathratus* nov. sp. . . . . S. 58
Fig. 23a. Oberfläche der Schale vergrößert
Fig. 24. *Aviculopecten trifidecostatus* nov. sp. . . . . S. 59
Fig. 25. *Aviculopecten gaablauensis* nov. sp. . . . . S. 61
Fig. 26. *Aviculopecten Diensti* nov. sp. . . . . S. 62
Fig. 27. *Loxonema* cf. *scalarioidea* Phillips . . . . . S. 64
Fig. 28. *Loxonema sulcatula* M'Coy . . . . . S. 64
Fig. 29. *Euphemus (Bucania)* sp. . . . . S. 65
Fig. 30. *Dentalium priscum?* Münster . . . . . S. 65
Fig. 31. *Temnocheilus tuberculatus* Sow. . . . . S. 66

Die Fauna befindet sich in der Sammlung der Kgl. Geologischen Landesanstalt zu Berlin.



Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W 35.

Die Fortsetzung der Lissaer Endmoränen nach Russisch-Polen und die Endmoränen bei Mława

nach den Aufnahmen von J. Behr u. O. Tietze, entworfen von O. Tietze.

Maßstab 1 : 1000000.



Durchlichtungsdruck: Berliner Lithographisches Institut, Berlin W. 35

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

Die Endmoränen von Konin - Kłodawa.

Maßstab 1: 200000.



Durchlichtungsdruck: Berliner Lithographisches Institut, Berlin W. 35



Geologisch aufgenommen durch K. Keilhack 1908-09

Maßstab 1:10000

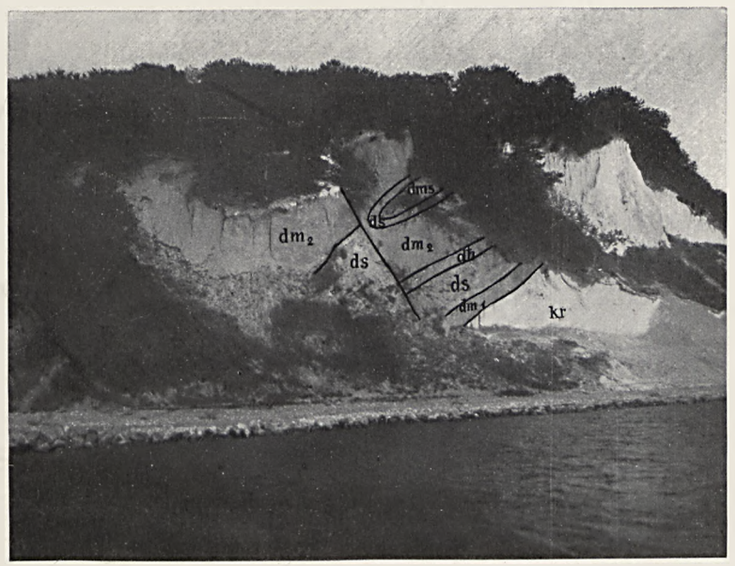
100 50 0 100 200 300 400 500 600 700 800 900 1000 m

Lith. Anst. Leop. Kraatz, Berlin


Die Arenz

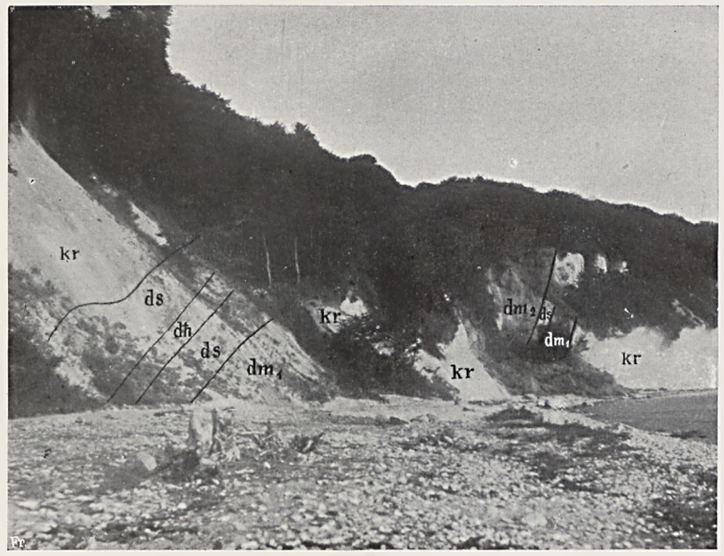


Figur 1.
»Falten« in der Kreide am Damenbade bei Saßnitz.
Im Hintergrunde Ausschnitt von dm_1.

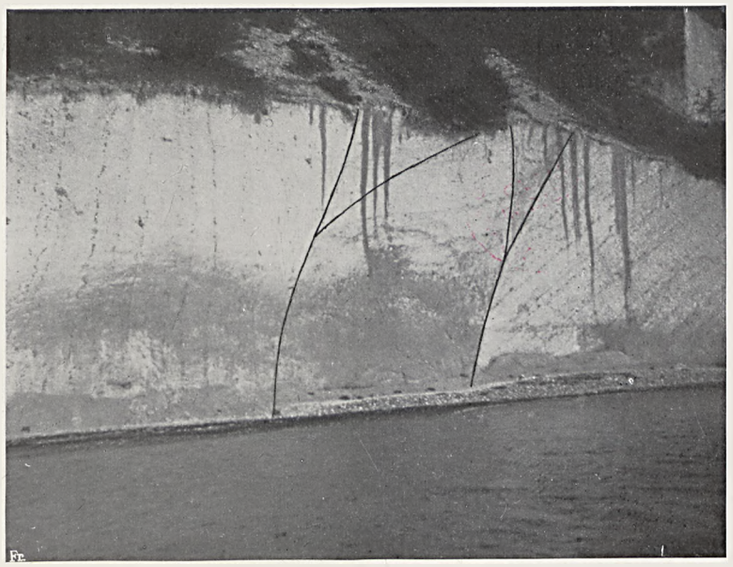


Figur 2.
Streifen 2 vom Meere aus.

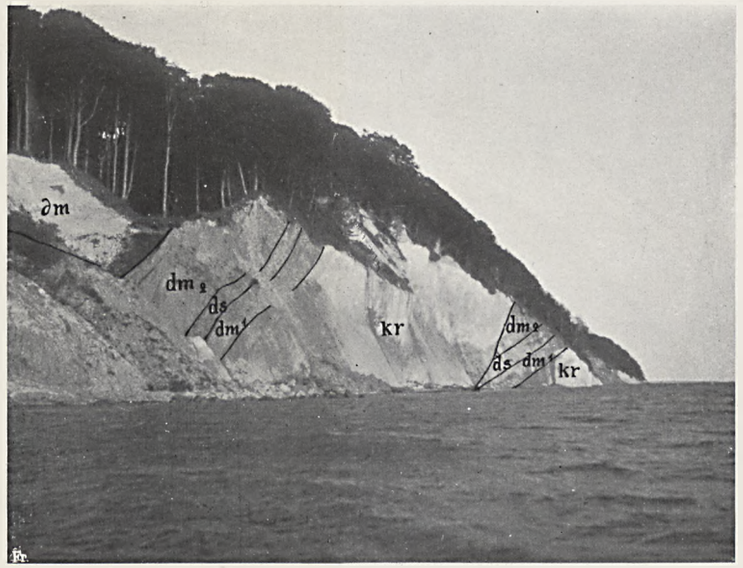
POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII



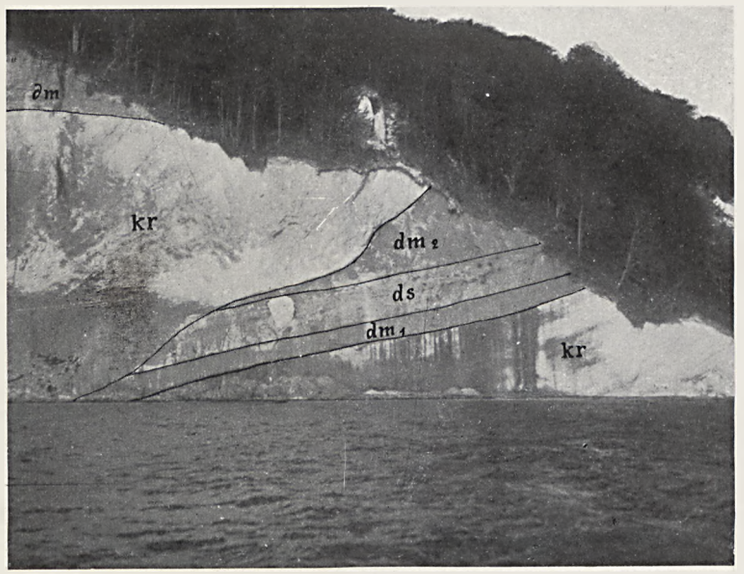
Figur 1.
Streifen 3 und 4.



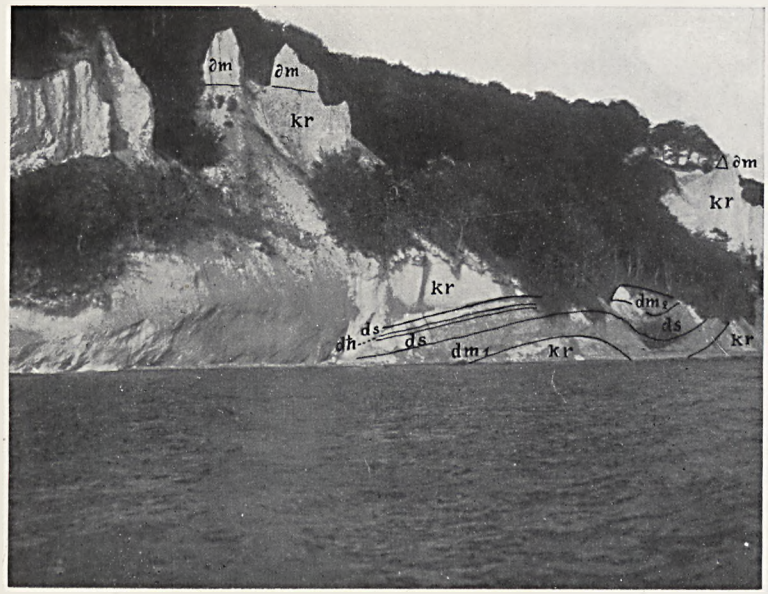
Figur 2.
Verwerfungen nördlich von Streifen 4.



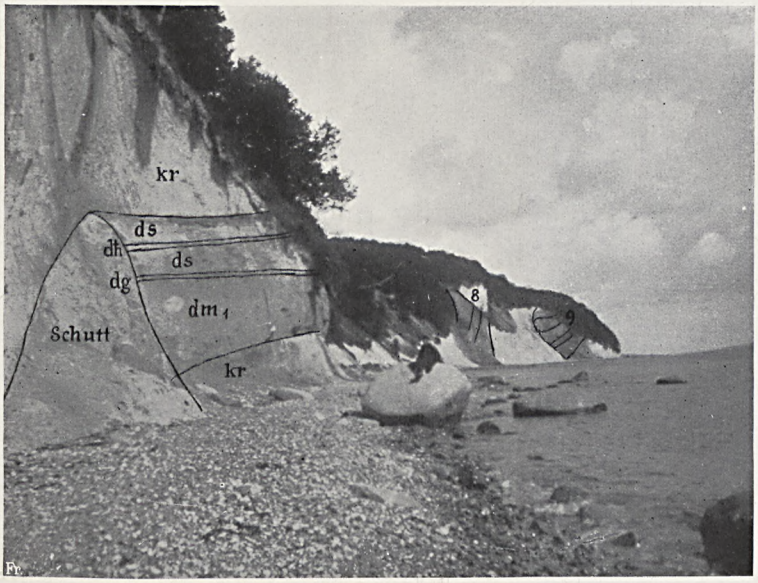
Figur 1.
Streifen 5 und 6.



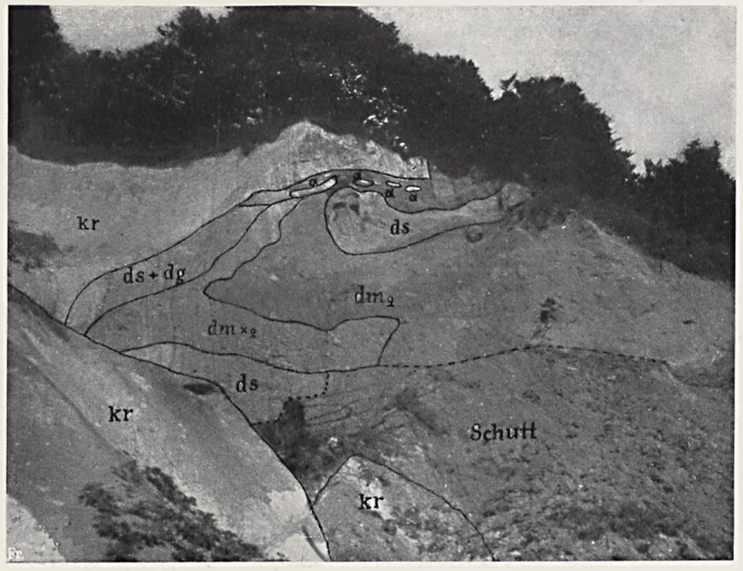
Figur 2.
Streifen 6.



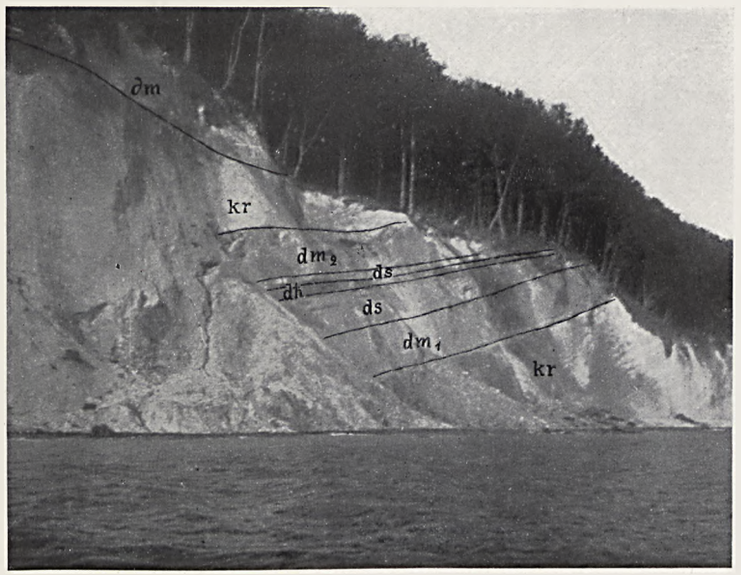
Figur 1.
Kleine Wissower Klinken und Streifen 7.



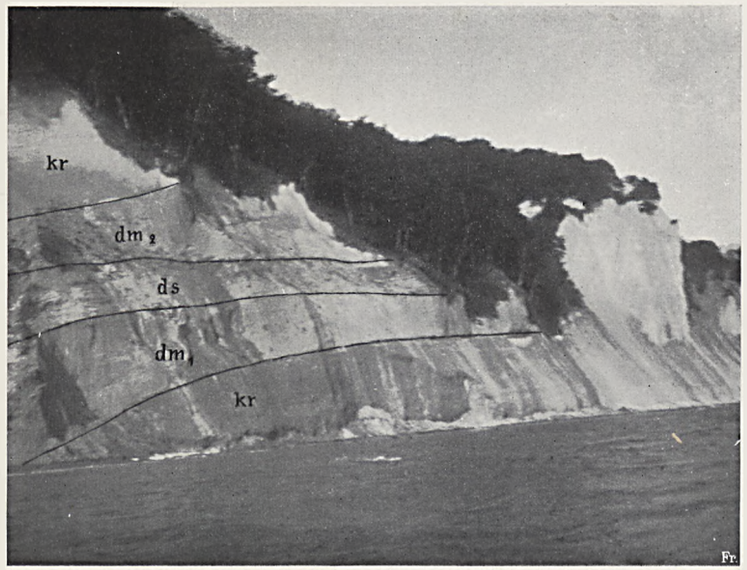
Figur 2.
Anfang von Streifen 7. Im Hintergrunde Streifen 8 und 9.



Figur 1.
Oberer nördlicher Teil von Streifen 9.
Bei a große Kreidegeschiebe in dm_2.
dm_{x2} = geschiebereiche kiesige Ausbildung von dm_2.

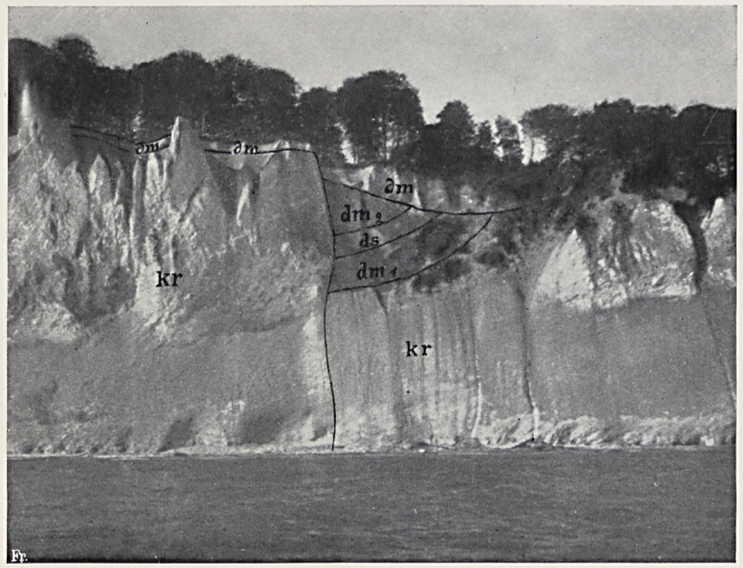


Figur 2.
Streifen 10.



Figur 1.

Streifen 12. Im Hintergrunde die hohen Klippen südlich vom Kieler Bach.

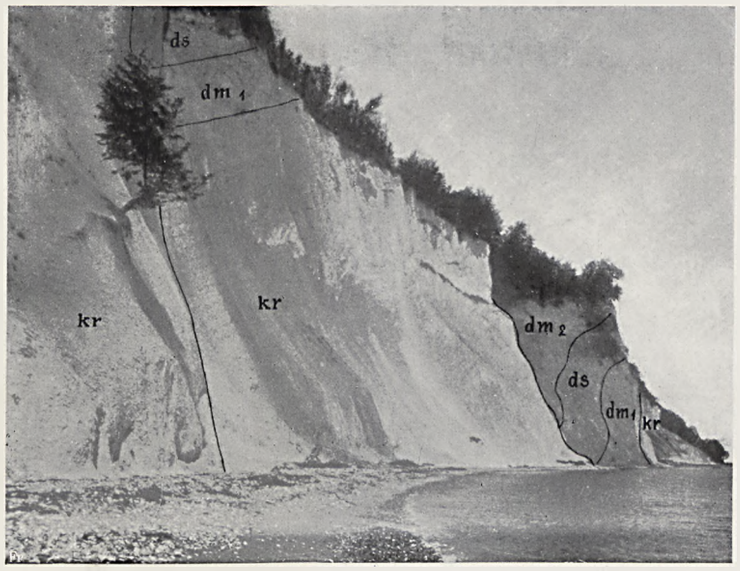


Figur 2.

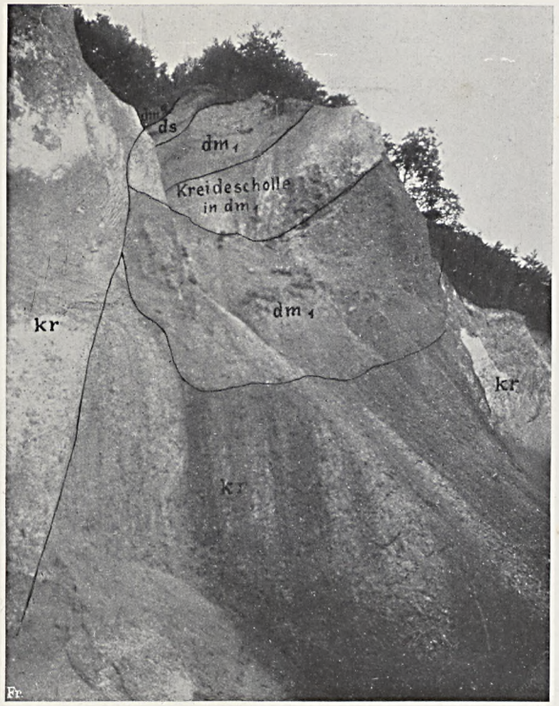
Streifen 13 südlich vom Kieler Bach mit seiner südlichen Verwerfungsgrenze.



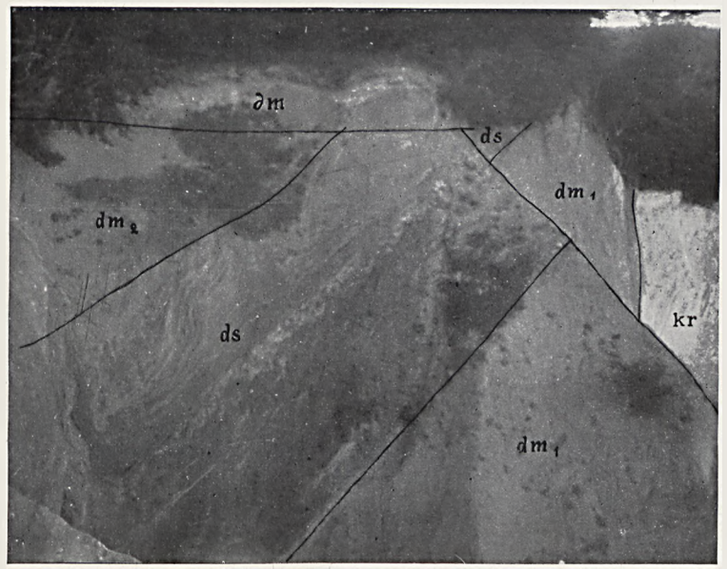
Figur 1.
Streifen 14 nördlich vom Kieler Bache.



Figur 2.
Streifen 15 mit seiner südlichen Grenzverwerfung und Streifen 16.



Figur 1.
Streifen 17 von unten mit südlicher Grenzverwerfung.



Figur 2.
Streifen 17 von oben.



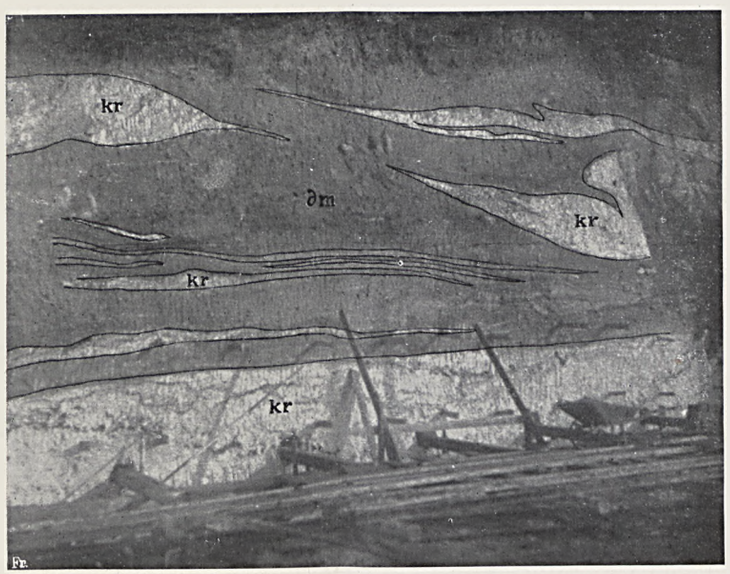
Figur 1.
Blick von Kollicker Ort nach Süden auf die Streifen 14—18.



Figur 2.
Moosbewachsener Kalktuffvorhang auf Kreide, abgelagert von der im Streifen 21 entspringenden Quelle.



Figur 1.



Figur 2.

Ausgewalzte Kreideschollen in der Grundmoräne am Fuße des Abhanges hinter dem Hafenbahnhofe in Saßnitz.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD
GEOLOGII

Die Entwicklung der Steinkohlenformation im westgalizischen Weichselgebiet des oberschlesischen Steinkohlenbezirkes.

Von Herrn **R. Michael** in Berlin.

Hierzu Tafel 17.

Einleitung.

Unsere Kenntnisse über die Entwicklung der Steinkohlenformation im westgalizischen Anteile des oberschlesischen Steinkohlenreviers sind in den letzten Jahren durch zahlreiche Aufschlüsse, meist durch Tiefbohrungen, erheblich gefördert worden.

Diese haben bedeutsame und recht günstige Ergebnisse geliefert, und deshalb hat sich das westgalizische Gebiet im Gegensatze zu seiner früheren geringeren Berücksichtigung in neuerer Zeit das lebhafte Interesse auch der breiteren Öffentlichkeit erworben.

Die Grubenfelder und einzelnen Freischürfgebiete sind auf der Übersichtskarte der Besitzverhältnisse im oberschlesischen Steinkohlenbecken 1:200000[1]) dargestellt.

Ein wesentlicher Anteil an der Aufschließung entfällt auf die Schlutius'sche Hauptbergverwaltung in Kattowitz O/S., deren Besitz den größten zusammenhängenden Freischurfkomplex in Westgalizien umfaßt, und deren Aufschlußbohrungen ich seit 1904 fortlaufend untersuchen und verfolgen konnte. Naturgemäß sind die Untersuchungen bei der erheblichen Größe des Gebietes noch nicht völlig abgeschlossen.

[1]) Vergl. Michael, Zeitschrift des Oberschlesischen Berg- und Hüttenmännischen Vereins Kattowitz, 1909, S. 109 ff.

Außer den Schlutius'schen Bohrungen standen mir ferner auch die Ergebnisse anderer Aufschlüsse zur Verfügung, und ich bin allen hier in Betracht kommenden Verwaltungen für die Überlassung der Resultate zu lebhaftem Dank verpflichtet.

Die bisherigen Aufschlüsse in Westgalizien betrafen meist das Gebiet nördlich der Weichsel (Jaworzno, Siersza, Tenczynek). Das Schlutius'sche Gebiet liegt zum größeren Teile südlich von der Weichsel; nur ein Teil erstreckt sich von Zator nördlich über die Weichsel bis in die Gegend von Chrzanow im Westen und Zalas und Frywald im Osten; die neueren Aufschlüsse ergänzen also die bisherigen. Man erhält nunmehr ein Bild über die Entwicklung der Steinkohlenformation im gesamten westgalizischen Anteil, zumal da die Kohlenfunde in den südlichen und östlichen Teilen des Gebietes gleichzeitig die bisher nachgewiesenen äußersten Punkte der Verbreitung der Produktiven Steinkohlenformation im oberschlesischen Steinkohlenbezirk darstellen.

Solange die wesentlichsten Grundzüge für die Entwicklung des Steinkohlengebirges in den bislang völlig unverritzten Gebieten südlich der Weichsel nicht feststanden, konnten natürlich die einzelnen Ergebnisse der breiteren Öffentlichkeit noch nicht mitgeteilt werden.

Daher konnte die überaus wertvolle Monographie des Krakauer Kohlenbassins, welche von dem Verbande polnischer Berg- und Hüttenmänner Österreichs unter Leitung von Bergrat Jastrzebski 1909 herausgegeben wurde[1]), auf das große Weichselgebiet noch wenig Rücksicht nehmen; einige Angaben sind auch nicht zutreffend. Bei dem allgemeinen Interesse, mit welchem die unter dem Aufwand erheblicher Mittel durchgeführten Bohrungen allseitig begleitet wurden, ist es erklärlich, daß hier und da anstelle authentischer Daten Angaben und Kombinationen auftauchten, die ohne Nachprüfung aufgegriffen und

[1]) Monographie weglowego Zaglebia Krakowskiego. Krakau. 4 Bde. Erschienen Bd. 1 u. 2 1909, Bd. 4 1910. Vergl. die Referate F. Bartonec's in der Österreichischen Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen 1909, Nr. 47, 48, 1912, Nr. 2.

von anderer Seite bereitwilligst publiziert wurden. Ebenso wie die Schlutius'schen Resultate mußten natürlich im begreiflichen Interesse der Verwaltungen auch andere Bohrergebnisse zunächst noch zurückgestellt werden.

Die Aufschließung des westgalizischen Gebietes.

Das Vorkommen der Produktiven Steinkohlenformation in Westgalizien ist schon seit langer Zeit bekannt; der Bergbau ist an verschiedenen Stellen nicht wesentlich jüngeren Datums wie in dem benachbarten Oberschlesien.

Schon 1822 erwähnt OEYNHAUSEN[1]) die Kohlenförderungen von Jaworzno und gibt nähere Mitteilungen über das kleine Bergbaugebiet von Tenczynek.

Dann bringt 1833 PUSCH[2]) die wesentlichsten Daten (S. 140 und 141) über die Verbreitung des Steinkohlengebirges in Westgalizien.

Er unterscheidet (S. 161) als getrennte Kohlenfelder oder Kohlenniederlagen das von Jaworzno, das von Siersza und das von Krzeszowice und Chrzanow; die Vorkommen von Filipowice und Tenczynek werden kurz erwähnt.

Seine geognostische Generalkarte von den Königreichen Polen und Galizien 1:800000 weist dem Carbon eine verhältnismäßig große Verbreitung noch erheblich östlich über Krzeszowice hinaus zu.

1867 verzeichnet HOHENEGGER[3]) auf seiner Karte 1:144000 die Ausdehnung des Steinkohlengebirges und erwähnt einen bei dem Dorfe Zarki durch das k. k. Montan-Aerar angelegten Steinkohlenschacht, der nach 17 Klafter Diluvium und 9 Klafter

---

[1]) Versuch einer geognostischen Beschreibung von Oberschlesien usw. Essen 1822, S. 168 ff.

[2]) PUSCH, Geognostische Beschreibung von Polen 1. Stuttgart 1833.

[3]) Geognostische Karte des ehemaligen Gebietes von Krakau mit den südlich angrenzenden Teilen Galiziens. Denkschr. der Kais. Akad. der Wissenschaft. 1867, Bd. 26, S. 231 ff.

Buntsandstein das Steinkohlengebirge und in diesem das erste bauwürdige, 9 m (?) mächtige Flöz erreicht hat.

Hohenegger hat auch bereits das Vorkommen des anstehenden Carbons bei Grojec, südlich von Oswiecim, mit nördlichem Einfallen festgestellt und bezeichnet diesen Punkt im Süden, Czerna im Osten und Szczakowa im Norden als die Grenze seiner äußersten Verbreitung. Er gibt von Czarne-Bagno und Siersza ein südöstliches Streichen, von Dombrowa-Niedzieliska und Jaworzno ein südwestliches an und schließt daraus auf eine großartige Muldenbildung des Steinkohlengebirges (S. 287); einige Bohrungen bei Trzebinia, Wola Filipowska, Grojec und Brzezinka, von denen letztere beiden das Steinkohlengebirge nicht erreichten, werden kurz erwähnt.

Die später seit dem Erscheinen von F. Roemer's [1]) Geologie von Oberschlesien 1870 bekannt gewordene Literatur ist eingehend in dem zweiten von Professor Grzybowski und Wojcik bearbeiteten Teile der Monographie des Krakauer Kohlenbassins, der die Geologie behandelt, aufgeführt und berücksichtigt worden, so daß sich ein weiteres Eingehen auf Einzelheiten hier erübrigt. Über die Ausdehnung des Produktiven Carbons äußerte sich F. Roemer l. c. p. 64 dahin, daß man den Südrand mindestens bis an den nördlichen Fuß der Karpathen (Beskiden) vorschieben dürfe. Dagegen sei es zweifelhaft, ob es östlich von Tenczynek anzutreffen sei.

Über die Altersfrage einzelner Carbonvorkommen äußerte sich Tietze [2]) genauer. Er erwähnt z. B., daß die von Schiefer gebildeten Carbonpartieen von Filipowice und Tenczynek auf einen liegenden Teil des Produktiven Carbons hinzeigen im Gegensatz zu den durch Sandstein bezeichneten Schichten von Jaworzno und Dabrowa. Die Stur'schen Angaben über das Vorkommen von Pflanzenresten bei Jaworzno wiesen darauf

[1]) F. Roemer, Geologie von Oberschlesien 1870.

[2]) Tietze, Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Krakau. Mit 4 Karten. Jahrb. der k. k. geolog. Reichsanstalt für 1887, 37. Bd. Wien 1888, S. 423 ff.

hin, daß die betr. Kohle einer ziemlich tiefen Abteilung des Produktiven Carbons angehören müsse, die Änderungen im Streichen seien hier sehr häufig an Verwerfungen geknüpft, welche das Kohlenfeld in eine Reihe von prismatischen Stücken zerlegen.

Tietze behandelte dann die Aufschlüsse von Siersza, Maniska und nördlich von Krzeszowice und spricht S. 96 ähnlich wie früher Roemer die Vermutung aus, daß auch zwischen Zarki und Oswiecim im Bereich des Weichseltales und vielleicht noch südlich darüber hinaus bis an den Karpathenrand hin die alte Kohlenformation unterirdisch vorhanden sei.

Dagegen (S. 139) sei es höchst zweifelhaft, ob das Steinkohlengebirge noch weiter östlich von Tenczynek reiche.

Zusammenhängende Darstellungen der bisher bekannten Carbonaufschlüsse sind dann mehrfach von F. Bartonec gegeben worden[1]). Ihm verdanken wir auch die ersten übersichtlichen kartographischen Darstellungen, zunächst eine 1894 erschienene geognostische Übersichtskarte des Mährisch-Schlesisch-Polnischen Kohlenreviers 1 : 225 000 (deutsch und polnisch), deren westgalizischer Anteil dann später mit vermehrten Eintragungen als Übersichtskarte den unten erwähnten Abhandlungen beigegeben worden ist. Auf diesen Karten ist das durch Grubenbaue von Jaworzno, Siersza und Tenczynek ermittelte Flözstreichen eingetragen. Eine Übersichtsskizze der neueren Bohraufschlüsse habe ich[2]) 1907 veröffentlicht. Damals waren in Westgalizien durch die Gräflich Henckelsche Verwaltung zwei Versuchsbohrlöcher, bei der Station Przeciszow östlich von Oswiecim und bei Brodla nördlich der Weichsel, niedergebracht worden, deren Ergebnisse ich an anderer Stelle (Zeitschr. der Deutsch. geolog. Gesellsch., Bd. 56, 1904, S. 142 u. Bd.

[1]) F. Bartonec, Die Steinkohlenablagerung Westgaliziens und deren volkswirtschaftliche Bedeutung. Mit 2 Tafeln. Österreichische Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen XLIX 1901. — Die Mineral-Kohlen Österreichs. Herausgegeben vom Komitee des Allgem. Bergmannstages, Wien 1903, S. 439 ff.

[2]) Michael, Über neuere Aufschlüsse untercarbonischer Schichten am Ostrand des Oberschlesischen Steinkohlenbeckens. Dieses Jahrb. 1907, S. 185.

57, 1905) bereits erwähnt hatte. Außerdem waren noch andere Bohrungen zu meiner Kenntnis gelangt, welche von der Compagnie galicienne des Mines in Libiaz und im äußersten Nordwesten Galiziens bei Dlugoszyn unweit Sczakowa angesetzt worden waren. Die Ergebnisse des letzteren Bohrloches, welches von Herrn Potonié und mir 1902 untersucht worden war, werden auch von Gaebler[1]) erwähnt, der auch Profile der Bohrungen von Libiaz, dann solche aus der Gegend von Kaniow und Dzieditz südsüdwestlich von Oswiecim veröffentlichte.

Interessante Ergebnisse lieferte auch die von Herrn Professor Potonié und mir 1902 vorgenommene Untersuchung der von der G. von Kramstaschen Gewerkschaft bei Bycyna westlich von Chrzanow niedergebrachten Bohrung, zumal hier wie bei Przeciszow und Brodla zum ersten Mal mit der Diamantkrone Kerne gewonnen und so ein Vergleich mit den Schichten des engeren oberschlesischen Kohlenreviers ermöglicht wurde.

Dann waren damals noch drei Tiefbohrungen im Gebiet von Tenczynek bei Zalas bekannt geworden, über welche ich gleichfalls ausführlicher berichten konnte; schließlich waren nördlich von der Weichsel von der damaligen Weichselgesellschaft zwei Bohrungen bei Kwaczala und Olczyny niedergebracht worden, die zum ersten Male das Produktive Steinkohlengebirge, wie erwartet, nördlich von der Weichsel zwischen Przeciszow und Tenczynek nachwiesen.

In dem Schlutiusschen Gebiet waren damals durch Bohrungen südlich von Oswiecim bei Stare Stawy und Polanka Wielka, ebenso bei der Eisenbahnstation Ryczow wichtige positive Aufschlüsse gewonnen worden, die eine sofortige Inangriffnahme von ausgedehnten Aufschlußbohrungen in dem gesamten Freischurfgebiet nach sich zogen.

Seit 1907 ist dann die Bohrtätigkeit im allgemeinen eine rege geworden. Es wurden Bohrungen in der Nähe der preußi-

[1]) Gaebler, Das Oberschlesische Steinkohlenbecken. Kattowitz 1909, S. 170 und 171. — Neues aus dem Oberschlesischen Steinkohlenbecken. Zeitschrift für Berg-, Hütten- und Salinenwesen 1904.

schen bezw. russischen Grenze östlich von Myslowitz, westlich von Chrzanow im Felde der Mathildegrube, südlich von Chrzanow bei Pogorcyce und Koscielec (seitens der Bergwerks- und Zinkhütten-A.-G. vorm. Dr. Lowitsch) bei Dulowa (Internationale Bohrgesellschaft bezw. österreichische Bohr- und Schurfgesellschaft), bei Gieraltowice und Bludowice (Mauve), bei Bestwina (Allg. Tiefbohr- und Schachtbau-A.-G. Düsseldorf) Rudno (Westböhmischer Bergbauverein) niedergebracht, die ich fast sämtlich untersucht habe.

Vor allem sind aber seitens der Schlutiusschen Hauptbergverwaltung seit dieser Zeit eine große Zahl (bis jetzt 34) von Bohrungen ausgeführt worden, z. T. noch in Ausführung begriffen, die sich auf das gesamte Weichselgebiet verteilen. Die meisten Bohrungen liegen, der Ausdehnung des Besitzes entsprechend, südlich der Weichsel; sie wurden sämtlich von mir untersucht.

Verbreitung der Steinkohlenformation im Allgemeinen.

Aufschlüsse in den Randgebieten.

Das westgalizische Steinkohlengebiet bildet einen Teil des großen oberschlesischen Reviers; mit der intensiveren Betätigung für Untersuchungsarbeiten begann sofort das Bestreben, auch die randliche Begrenzung des Beckens aufzusuchen.

In meiner Übersichtskarte[1]) habe ich den Versuch gemacht, diese randliche Begrenzung, für die hier ein Ostrand und ein Südrand in Frage kommen, nach den bis 1908 vorhandenen Aufschlüssen zu entwerfen. Die Frage der randlichen Begrenzung ist dann weiterhin von PETRASCHEK[2]) und BARTONEC[3]) behandelt worden.

[1]) Übersichtskarte über die Besitzverhältnisse im Oberschlesischen Steinkohlenbecken 1 : 100000. Herausgegeben vom Oberschlesischen Berg- und Hüttenmännischen Verein. Kattowitz 1909.

[2]) PETRASCHEK, Ergebnisse neuer Aufschlüsse im Randgebiete des galizischen Carbons. Jahrb. der k. k. geol. Reichsanstalt 1909, Nr. 16.

[3]) BARTONEC, Über die weitere Umgebung des mährisch-schlesisch-polnischen Kohlenbeckens. Österreich. Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen 1912, Nr. 14—16.

Ostgrenze.

Die neueren Bohrungen hatten bereits ergeben, daß die früheren Ansichten über die Verbreitung der Schichten des Steinkohlengebirges im Osten verschiedentlich zu berichtigen waren. Sie geht z. B. ganz wesentlich weiter nach Osten hinaus, als namentlich auf den Gaebler'schen und den älteren Bartonec'schen Karten angenommen worden ist. Auch der geradlinige Verlauf der östlichen Begrenzung, den ich, wenn auch unter Vorbehalt, auf meiner Übersichtskarte angegeben habe, ist nach den neuesten Aufschlüssen zu korrigieren. Es handelt sich, wie bereits die Ergebnisse der ersten Schlutius-schen Bohrungen im östlichen Weichselgebiete zeigten, um vielfache Auslappungen des sogen. Beckenrandes.

Im Nordosten stellt das kleine Kohlengebiet von Tenczynek noch heute die äußerste östlichste Partie des Steinkohlenbeckens dar, in welcher die Steinkohlenformation mit abbaubaren Kohlenbänken durch Bergbau aufgeschlossen worden ist. Unmittelbar im Norden und Nordosten von ihr finden sich bereits bei Krzeszowice und Czerna Kohlenkalke, welche die flözführenden und flözleeren Schichten unter westlichem Einfallen unterlagern, und weiter nördlich Gesteine der Devonformation, durch welche eine sichere Begrenzung des Steinkohlenbeckens bezeichnet wird.

Ebenso haben Bohrungen in Russisch-Polen bei Podlesie und östlich von Borbiskupi bereits flözleere Schichten in größerer Mächtigkeit angetroffen, so daß auch hier die Begrenzung des flözführenden Obercarbons sicher ist. Ebenso habe ich vor einigen Jahren nachgewiesen, daß sowohl in zwei Tiefbohrungen bei dem Dorfe Zalas wie in Aufschlüssen südlich von diesem Dorfe flözleere Schichten und Culmschichten auftreten, die also zweifellos älter sind als das Produktive Steinkohlengebirge. In der oben zitierten Arbeit erwähnt Petraschek[1]), daß die von mir aus den Bohrungen von Zalas gefolgerte Tatsache einer Aufwölbung älterer Schichten schon aus der Untersuchung der Tagesaufschlüsse hervorgehen mußte.

[1]) S. 368.

Er übersieht hierbei, daß ich S. 197 ausführlich auf die Tagesaufschlüsse eingegangen bin und deren Stellung erörtert habe.

Bei Zalas sind, wie ich in der bereits erwähnten Abhandlung näher erörtert habe, drei Bohrungen ausgeführt worden, welche ungefähr in nordsüdlicher Richtung angeordnet sind. Die nördlichste hat noch die Schichten des Tenczyneker Kohlengebietes, die südlichste bereits Culm und Kohlenkalk, die mittlere flözleere Schichten angetroffen.

Diese Auffassung ist in der ersten Zeit bestritten, aber jetzt, durch neuere Funde erhärtet[1]), anerkannt; in den Schlußfolgerungen, die ich hieraus für den Verlauf des Beckenrandes ziehen wollte, weichen die Ansichten voneinander ab.

Während ich die Ansicht vertrat, daß dieses Gebiet hier bereits die östlichste Begrenzung des Steinkohlengebirges darstellt und das Produktive Steinkohlengebirge im Nordosten nicht wesentlich über den Meridian von Tenczynek nach Osten hinausgeht, erklärte s. Zt. Bergrat Bartonec das Vorkommen der älteren Gesteine für eine Insel; andere (z. B. Petraschek) nehmen eine sattelförmige Erhebung der Schichten an und lassen unter dem Hinweis auf das östliche Einfallen des Kohlenkalkes im Osten des Debniker Devonrückens[2]) das Auftreten selbständiger neuer Steinkohlenbecken im Osten als möglich erscheinen. In der Monographie des Krakauer Kohlenbassins wird von den Herren Wojcik und Grzybowski ausgeführt, daß der Beckenrand von Krzeszowice in südöstlicher Richtung südlich von Krakau vorbeiläuft und zum mindesten bis in die Gegend von Wieliczka sich erstreckt. Eine eigentliche östliche Begrenzung wird auf dem Deckblatt (Tab. III) zu der geologischen Übersichtskarte gar nicht verzeichnet. Bei Skawina

[1]) Vergl. auch Wisniowski, Zur Kenntnis der Kohlenformation der Gegend von Krakau. Bulletin de l'Academie des Sciences de Cracovie. Math.-Naturw. Cl., Krakau 1910, S. 622.

[2]) J. Jarosz, Stratigraphie des Kohlenkalkes in der Umgebung von Krakau. Bulletin de l'Academie des Sciences de Cracovie. Math.-Naturw. Classe. Krakau 1909. S. 703.

wird noch das Redenflöz in — 1000 m Teufe angenommen. Das feststehende Vorkommen untercarbonischer Schichten bei Zalas wird, wie dies auch Gaebler getan, durch Verwerfungen erklärt.

Die Annahme eines selbständigen Beckens mit Produktivem Carbon im Osten ist nach meiner Ansicht aber durch folgende Aufschlüsse im Osten bereits heute als unhaltbar erwiesen:

1. Eine Tiefbohrung bei Rzeszotary bei Wieliczka, die nach Petraschek's [1]) Angaben in großer Tiefe (bei 715 m) erst Schichten der Juraformation erreichte, etwa von 819 m Teufe ab in krystallinische Schiefer eindrang und bei 840 m Teufe im Gneis eingestellt wurde. Im Gegensatz hierzu spricht Bartonec [2]) die von 715—794 m Teufe durchbohrten Schichten nicht als Jura, sondern schon als Palaeozoicum an.
2. Eine im Weichseltal nördlich von Skawina gelegene Bohrung von Samborek, welche, wie ich mich nach den mir s. Zt. vorgelegten Kernen überzeugen konnte, gleichfalls schon in verhältnismäßig flacher Tiefe (200 m) als sichere Unterlage des Steinkohlengebirges ähnliche Schichten (Kalkstein mit Spiriferen) antraf, die mich zuerst bei der Bohrung von Zalas II veranlaßt hatten, auf das untercarbonische Alter dieser Schichten und die Notwendigkeit einer Korrektur des Beckenrandes hinzuweisen.

Dagegen ist das Steinkohlengebirge in neuerer Zeit an folgenden Stellen außerhalb des bisher bekannten Verbreitungsgebietes nachgewiesen worden:

1. Bei Mnikow südöstlich von Zalas. Hier wurden unter 300 m Deckgebirge (nach Petraschek Tertiär und Jura) 200 m Carbonschichten in flacher Lagerung durchbohrt, aber ohne jegliche Flözführung, mit Pflanzenresten, aus welchen ich

[1]) Verhandl. der k. k. geol. Reichsanstalt Wien 1909, S. 370.

[2]) Österreichische Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen 1912, S. 7.

[3]) Vergl. Kraus, Resultate der ärarischen Tiefbohrung bei Rzeszotary. Österreichische Zeitschrift usw. 1910, S. 431 ff.

bezüglich der mir vorgelegten Stücke eine Zugehörigkeit der Schichten zu der jüngeren Abteilung des oberschlesischen Steinkohlengebirges annehmen mußte. F. BARTONEC[1]) spricht die Schichten von Mnikow insgesamt bereits als »flözleere« an; PETRASCHEK schließt sich (l. c. p. 369) dieser Auffassung an, indem er ausdrücklich betont, daß die Mnikower Bohrkerne weder mit Culm noch mit Kohlenkalk übereinstimmen. Der Kalkgehalt der Sandsteine und Schiefertone, den PETRASCHEK erwähnt, scheint mir allerdings jetzt gleichfalls dafür zu sprechen, daß die von den beiden Autoren untersuchten Schichten den tiefsten Horizonten des Obercarbons angehören. Wahrscheinlich handelt es sich, wie ich nach den Ergebnissen der neueren Schlutius-Bohrungen schließen muß, um eine in ihren oberen Partieen (worauf die Pflanzenreste hindeuten) noch zur oberschlesischen Muldengruppe, dann in ihren unteren Partieen zur Randgruppe gehörige infolge des allmählichen Ausklingens der Kohleführung im Osten einheitlich flözleere Schichtenfolge.

2. Durch das Bohrloch 17 Przeginia. Hier tritt das Steinkohlengebirge schon bei 143 m Teufe auf.
3. Durch das Bohrloch Nr. 13 bei Nowe Dwory, welche Bohrung das Carbon bei 350 m Teufe erreichte und gleichfalls zunächst jüngere Schichten antraf.
4. Durch das Bohrloch Nr. 22 bei Czulowek, wo das Steinkohlengebirge in 300 m Teufe angetroffen wurde.
5. Durch das Bohrloch Nr. 25 Brzeznica an der Weichsel südlich von Czernichow, in welchem das Steinkohlengebirge bereits in 187 m Teufe erreicht wurde.
6. Durch das Bohrloch Nr. 28 Beczyn, welches carbonische Schichten bei 554 m Teufe erreichte.

Auf die besonderen Ergebnisse dieser Bohrlöcher werde ich noch zurückzukommen haben.

---

[1]) Österreichische Zeitschrift 1909, S. 721.

Trotz dieser zweifellos beträchtlichen Erweiterung des Produktiven Carbongebietes im Weichseltal steht aber das Vorhandensein einer weit verbreiteten Zone älterer Schichten, die also eine sichere Begrenzung der Steinkohlenformation darstellen, nach den Ergebnissen der Bohrungen von Rzeszotary und Samborek fest. Die neuerdings von Bartonec auf Tafel IV angegebene östliche Begrenzungslinie ist demnach zutreffend.

Diese Tatsache darf nicht außer acht gelassen werden; außerdem ist die sehr wichtige Feststellung zu berücksichtigen, daß die Kohleführung in den östlichsten Bohrungen eine sehr viel schwächere wird und schließlich Schichten des zweifellos produktiven Kohlengebirges flözleer werden. Dies hat sich namentlich bei den Bohrlöchern 13 und 28 gezeigt.

Die Tiefbohrung Samborek, deren Ergebnisse von den Herren Verfassern der Monographie des Krakauer Kohlenbassins noch nicht berücksichtigt werden konnten, liegt nur wenig nördlich von Skawina und etwa 12 km östlich von Kopytowka.

Nordgrenze.

Die nördliche Begrenzung des Produktiven Steinkohlengebirges verläuft durchweg außerhalb Westgaliziens.

Die älteren Schichten treten erst auf russischem Gebiet auf (Devon von Siewierz und Klucze). Typischer Kohlenkalk ist bisher nur im östlichen Randgebiet (Samborek, Debnik, Czerna) bekannt geworden; im nördlichen Gebiet ist er noch nicht nachgewiesen, doch ist sein Auftreten wahrscheinlich.

Die von Gaebler[1]) gebrachte Angabe, daß im Norden von Tarnowitz in Oberschlesien ein bei Bibiella niedergebrachtes Bohrloch in 370 m Tiefe einen 17 m mächtigen grauen Kalkstein erbohrt hat, der dem untercarbonischen Kalkstein von Paczoltowice bei Czerna entspricht, ist zu berichtigen. Wie ein neues dicht bei dem ersten Bohrloch von Bibiella niedergebrachtes Bohrloch ergab, handelt es sich um Konglomerate des Rotliegenden, unter deren Geröllen allerdings Kalksteine der von Gaebler erwähnten Zusammensetzung auftraten. Der

[1]) Gaebler, Das Oberschlesische Kohlenbecken. Kattowitz 1909. S. 253.

Nachweis, daß hier, wie ja durchaus nicht ausgeschlossen, ältere Schichten als Obercarbon auftreten, was übrigens BARTONEC auf seiner Übersichtskarte im Anschluß an GAEBLER auch angibt, ist also tatsächlich bis heute noch nicht erbracht, da auch andere Bohrungen im nördlichen Gebiet in mächtige Permschichten gerieten.

In Westgalizien hat übrigens das Auftreten und die weite Verbreitung typischen Kohlenkalkes in dem Tale von Czerna Bohrungen nicht verhindern können, die unter den dortigen eisenerzführenden Triasdolomiten und Kalksteinen des Unteren Muschelkalkes das Produktive Steinkohlengebirge feststellen sollten.

In den nördlichen Teilen des westgalizischen Gebietes läßt sich eine gewisse Unregelmäßigkeit in dem Verhalten der Oberfläche des Carbons erkennen. Sie ist auf der Linie Chrzanow-Krzeszowice längs der auch oberflächlich vorhandenen Depression infolge von Verwerfungen erheblich abgesunken.

Bohrlöcher östlich und westlich von Krzeszowice haben das Carbon gar nicht erreicht und sind im Perm stecken geblieben; ein Bohrloch bei Wola Filipowska ist z. B. 460 m tief geworden, ohne die Konglomerate des Rotliegenden durchsunken zu haben.

Zwei südlich der Bahnstrecke bei Dulowa niedergebrachte Bohrlöcher haben das Carbon erst in 470—520 m Tiefe erreicht.

Das Bohrloch 11 Nieporaz hat erst bei 715 m Tiefe die Permformation durchsunken; Bohrloch 18 Pila traf das Steinkohlengebirge gleichfalls unter Permschichten bei 625 m Tiefe an.

Ein älteres Bohrloch bei Trzebinia stellte die Carbon-Oberfläche bei 450 m Teufe fest.

Nördlich von dieser von BARTONEC zuerst als Grabenbruch bezeichneten Zone, die im wesentlichen durch den Verlauf der Nordbahnstrecke von Trzebinia bis Krzeszowice angezeigt wird, tritt das Steinkohlengebirge wieder in flacher Teufe (50—100 m) unter der Tagesoberfläche auf, um dann östlich des Artur-

schachtes von Siersza seine für Galizien größte Höhenlage mit 335 m über N. N. zu erreichen.

Südlich von dem mit Permschichten erfüllten Graben werden die Verhältnisse wieder günstiger, wie durch die Bohrungen 8, 9 und 10 festgestellt worden ist; hier ist das Carbon bereits in Tiefen von 138—220 m erreicht worden.

Ebenso ist das Steinkohlengebiet südlich von Chrzanow in einer Bohrung in dem Freischurfgebiete der Zinkhütten-A.-G. Dr. Lowitsch bei Pogorzyce (Podstocki) in einer Tiefe von nur 70 m angetroffen worden.

Das Bohrloch 24 bei Pogorzyce hat die Steinkohlenformation bei 300 m Teufe erreicht.

Südgrenze. Wir sind heute noch nicht in der Lage, einen annähernd genauen Verlauf der südlichen Begrenzung des Produktiven Steinkohlengebirges im westgalizischen Weichselgebiet angeben zu können. Ältere Schichten als Steinkohlengebirge bezw. zweifellos untercarbonische Schichten sind im Süden noch nirgends festgestellt worden. Der südliche Teil des galizischen Weichselgebietes ebenso wie des angrenzenden österreichisch-schlesischen Gebietes ist bislang durch Bohrungen noch zu wenig untersucht worden. Die in Österreich-Schlesien vorgenommenen Feststellungen haben z. T. wenig günstige Ergebnisse geliefert. Von den Bohrungen Schumbarg, Bludowitz, Skotschau, Baumgarten in Österreich-Schlesien abgesehen, mußte z. B. die von der Gewerkschaft Marianne niedergebrachte Bohrung von Batzdorf in der Gegend von Bielitz bei 800 m Teufe im Tertiär starker Gasausbrüche wegen[1]) eingestellt werden; eine Bohrung bei Bulowice östlich von Kety schloß bis 900 m Teufe lediglich tertiäre Schichten auf und mußte starker Gasausbrüche wegen zeitweilig unterbrochen werden.

Eine Bohrung im Norden bei Wittkowice hat bis 700 m Teufe kein flözführendes Carbon angetroffen. Auch das süd-

[1]) Vergl. Michael, Über den Gasausbruch im Tiefbohrloch Baumgarten bei Teschen. Zeitschr. der Deutsch. geol. Ges., Bd. 60, 1908, S. 286, Nr. 11.

lichste Bohrloch Nr. 16 bei Nowawies hat noch kein Steinkohlengebirge, sondern Tertiär, darin aber bis 670 m Teufe vielfach Trümmer von Carbon angetroffen. Ein in den Mauve'schen Freischürfen bei Gieraltowice niedergebrachtes Bohrloch hat das flözführende Carbon erst in einer Teufe von 800 m erreicht. Es scheinen also hier ähnliche Verhältnisse wie in Österreich-Schlesien vorzuliegen, wo gleichfalls nach Süden das Tertiär z. T., wie ich dies s. Zt. bei der Bohrung Batzdorf nachgewiesen habe [1]), unter Bedeckung durch die älteren überschobenen Kreideschichten erhebliche Mächtigkeit (900 m) erreicht [2]).

Auch ein bei Lgota südlich von Wadowice niedergebrachtes Bohrloch hat bis 850 m Teufe kein Carbon angetroffen, desgleichen das Bohrloch Nr. 27 bei Wozniki mit 719 m Tiefe.

Es muß allerdings noch dahingestellt bleiben, ob ein allgemeines Versinken der Carbonoberfläche nach S, oder lediglich eine der auch für das Ostrau-Karwiner Gebiet charakteristischen Talfurchen vorliegt, so daß doch noch weiter südlich die Oberfläche des Steinkohlengebirges wiederum erreichbar wäre, wie dies z. B. durch das Bohrloch 13 erfolgte. Dieses Bohrloch steht östlich einer durch die beiden Bohrungen 5 und 20 angetroffenen Auswaschungszone.

Diese Frage ist noch nicht hinreichend geklärt; für Österreich-Schlesien möchte ich das erstere annehmen.

Das Bild einer großen Mulde des Steinkohlengebirges, welche sich angeblich nach Süden zu öffnet, dergestalt, daß die Produktiven Carbonschichten unter den Beskiden hindurch ihre Fortsetzung bis nach Ober-Ungarn finden, ist nicht begründet.

In letzter Zeit ist mehrfach auf das Vorkommen von Steinkohlengebirge im Zempliner Comitat in Ober-Ungarn hingewiesen worden. Ich selbst habe das mir von den ersten dortigen Schurfarbeiten durch Herrn Bergrat BARTONEC übersandte

---

[1]) Zeitschr. der Deutsch. geol. Ges. 1908, S. 17.

[2]) Vergl. PETRASCHEK, Die tertiären Schichten im Liegenden der Kreide des Teschener Hügellandes. Jahrb. der k. k. geol. Reichsanstalt 1912, S. 94.

Material zuerst als Obercarbon erkannt. Nachdem ich später das Vorkommen an Ort und Stelle selbst untersucht habe, kann ich den hier in terrestrischer Ausbildung entwickelten Obercarbonschichten nur eine lokale Bedeutung zusprechen. Ein Zusammenhang dieses lokalen, von Herrn Bergrat Bartonec wiederholt, zuletzt in der Österr. Zeitschr. 1912 p. 8, behandelten Vorkommens mit dem oberschlesischen Steinkohlenbecken besteht nicht.

Vor längerer Zeit habe ich mich bezüglich der Südgrenze des oberschlesischen Carbongebietes im allgemeinen wie folgt geäußert:

»Wenn also auch durch die neueren Auffassungen Uhlig's die Möglichkeit, im südlichen Teile des mährisch-schlesischen Kohlenreviers unter der beskidischen Decke das Steinkohlengebirge zu erreichen, durchaus gegeben ist, so möchte ich doch allzu günstigen Auffassungen nicht das Wort reden.

Wir wissen noch nicht genau genug, wie rasch die Oberfläche des Steinkohlengebirges sich nach Süden einsenkt, oder umgekehrt, wie die Mächtigkeit des Alttertiärs und seiner beskidischen Decke nach Süden zunimmt. Das können nur systematisch angesetzte Bohrlöcher entscheiden.

Andererseits lassen mich aber andere Momente darauf schließen, daß wir auch nach Süden ebenso wie im westlichen und östlichen Randgebiet des oberschlesischen Steinkohlenbeckens unter den älteren Schichten der Randgruppe bald mit ihrer flözleeren Unterlage oder Vertretern des Culms und Kohlenkalks zu rechnen haben werden, daß also das Becken nach Süden bald seinen randlichen Abschluß findet.«

Diese skeptische Auffassung ist zwar durch die zahlreichen negativen Bohrungen und die Feststellungen des Auftretens von Schichten der Randgruppe im südlichen Weichselgebiet ungemein gestützt worden. Dagegen ist es bisher noch nicht gelungen, Culm- oder Kohlenkalkschichten mit Sicherheit nach-

[1]) Vergl. Zeitschr. der Deutsch. geol. Ges. 1904.

zuweisen, so daß auch andere Auffassungen heute noch bei einer objektiven Betrachtung der Sachlage zu erwähnen sind.

Bergrat BARTONEC, der früher (1893) als südliche Verbreitungsgrenze des Produktiven Steinkohlengebirges den Breitegrad 49° 55′ bezeichnete, hat diese Ansicht in der bereits genannten Arbeit »Über die weitere Umgebung des mährisch-schlesich-polnischen Kohlenbeckens« korrigiert.

In einer Karte (Tafel IV) verzeichnet er jetzt eine ganz erheblich weiter nach Süden ausgreifende Verbreitung der Produktiven Steinkohlenformation unter dem Karpathenflysch bis über die ungarische Grenze hinaus.

Ich selbst habe in meiner Karte über die Besitzverhältnisse des oberschlesischen Steinkohlengebietes einen südlichen Beckenrand wohl verzeichnet, aber bereits als fraglich angegeben. Die neueren Aufschlüsse im Ostrauer Gebiet, zunächst die von mir in dem früheren Schlutius'schen Gebiete bei Paskau bis zum Besitzwechsel untersuchten Bohrungen haben nunmehr erwiesen, daß dort das Steinkohlengebirge ganz erheblich weiter nach Süden sich erstreckt als man je erwarten konnte [1]).

Aber auch hier biegen sowohl die mächtigen Flöze aus ihrer nordsüdlichen Streichrichtung in die östliche um, ebenso sind auch die älteren Schichten, die bei der Vorstellung eines Beckenrandes im Süden angetroffen werden mußten, tatsächlich bereits südlich von Suchau nachgewiesen worden [2]).

Doch sind die Verhältnisse in Österreich-Schlesien noch ziemlich ungeklärt, und widersprechende Ergebnisse dürfen deshalb nicht überraschen; man wird deshalb, solange nicht

---

[1]) Vergl. hierzu BARTONEC, Österreichische Zeitschrift usw. 1912, S. 5.

[2]) MLADEK, Zusammenhang der westlichen mit der östlichen Flözfolge des Ostrau-Karwiner Steinkohlenreviers und die Orlauer Störung im Lichte der neueren Aufschlüsse. Montanistische Rundschau 1911, S. 100 ff. — MICHAEL, Die neueren Aufschlüsse bei Orlau in Österreich-Schlesien und ihre Bedeutung für die Auffassung der Lagerungsverhältnisse im oberschlesischen Steinkohlengebiet. Zeitschrift des Oberschles. Berg- und Hüttenmännischen Vereins 1911, S. 58.

weitere systematische Bohraufschlüsse vorliegen, von einer bestimmten Linienführung eines südlichen Beckenrandes noch absehen müssen.

In Westgalizien haben wir Anhaltspunkte für beide Auffassungen.

Für die verhältnismäßig nicht weit nach Süden entfernte Lage einer Begrenzungslinie des Produktiven Carbons sprechen der Nachweis der Schichten der Randgruppe in zahlreichen neueren Bohrlöchern, gegen diese Annahme der sichere Nachweis, daß in dem östlichsten Bohrloch nicht die Schichten der Randgruppe, sondern noch diejenigen der Muldengruppe vorliegen.

Hier können nur weitere systematische Bohrlöcher endgültigen Aufschluß bringen, die einmal die Frage zu beantworten haben, ob die nachgewiesene Emporwölbung der älteren Schichten der Randgruppe etwa von einer südlichen, noch von jüngeren Schichten der Muldengruppe erfüllten Randmulde begleitet wird. Ferner muß die Ausdehnung des Produktiven Steinkohlengebirges im Weichselgebiet östlich von dem bisher weitest gelegenen Fundpunkte bei Kopytowka, und andererseits die etwaige weiter nach Westen gehende Verbreitung der bei Samborek ermittelten Kohlenkalkschichten festgestellt werden.

Soviel steht schon jetzt fest, daß innerhalb der bisher durch Bohrungen südlich der Weichsel aufgeschlossenen Gebiete überall mit dem Produktiven Carbon zu rechnen ist, nach Süden zu freilich erst in verhältnismäßig großer Teufe; die Deckgebirgsfrage wird hier zu einer ausschlaggebenden. Die Verhältnisse liegen aber erheblich günstiger als in Österreich-Schlesien, wo gerade in den Gebieten, in denen man starke flözführende Carbonschichten zu erwarten hat, das Deckgebirge sehr große Mächtigkeit erreicht.

Ergebnisse der einzelnen Aufschlüsse.

Zunächst sei eine Übersicht der einzelnen Aufschlüsse und Bohrungen und ihrer Ergebnisse gegeben.

Die Anordnung geschieht nach einzelnen geographischen Gebieten, und zwar werden behandelt:

A. Südlich der Weichsel:
   1. das Gebiet zwischen Bielitz, Oswiecim und Zator,
   2. das Gebiet von Ryczow,
   3. das östliche Gebiet.

B. nördlich der Weichsel:
   1. das Gebiet zwischen Libiaz, Chrzanow u. Alwernia,
   2. das Gebiet von Jaworzno und Siersza,
   3. das östliche Gebiet.

A. Das Gebiet südlich der Weichsel.

1. Zwischen Bielitz, Oswiecim und Zator.

Aufschlüsse von Dzieditz-Kaniow.

Ebenso wie unmittelbar westlich von der galizischen Landesgrenze durch den Silesia-Schacht bei Dzieditz sind auch im galizischen Weichselgebiet dicht an der Weichsel in den letzten Jahren größere bergbauliche Aufschlüsse bei Jawiszowice (Steinkohlengewerkschaft Brzeszcze) geschaffen worden. Zwischen beiden Gebieten liegen die etwas älteren Bohraufschlüsse von Kaniow.

Durch die benachbarten Bohrungen in Preußisch-Oberschlesien war es möglich, den geologischen Horizont der Aufschlüsse zu beurteilen. Wesentlich abweichende Ergebnisse haben sich in den Gruben, auf deren mir bekannte Einzelaufschlüsse hier nicht weiter eingegangen werden kann, nicht gefunden.

Nach GAEBLER[1]), der bereits 1904 die Aufschlüsse bei Gr. Kaniow ausführlich beschrieben hat, liegt im Silesia-Schacht,

[1]) Neues aus dem Oberschlesischen Steinkohlenbecken. Zeitschrift für Berg-, Hütten- und Salinenwesen Bd. 51, 1904, S. 507.

der Dzieditzer Montangewerkschaft in Österreich-Schlesien, dessen Schichten Ost-West streichen und mit etwa durchschnittlich 20° nach Norden einfallen, der Horizont der Janower Waldflöze[1]) (Orzescher Schichten) vor.

Die Bohrlöcher bei Kaniow haben nach Gaebler's Auffassung tiefere Orzescher Schichten durchfahren, während die im Steinkohlengebirgsrücken von Brzeszcze angetroffene Schichtenfolge den obersten Orzescher Schichten entsprechen sollte.

Bemerkenswert ist, daß in den Bohrlöchern von Kaniow das nordnordwestliche Einfallen der Schichten vom Hangenden (Bohrlöcher 1, 2 und 4) mit 12—14°, nach dem Liegenden (Bohrloch 5) mit 18—35° zunimmt und sich in dem liegendsten Bohrloch auf 65—80° steigert. Gaebler erklärt diese Erscheinung außer mit durchsetzenden Verwürfen, welche die Sattelflöze hier abgeschnitten haben sollen, mit der Nähe des Beckenrandes, der durch die Linie Kurzwald, Bielany, Zator und Tenczynek gegeben sei.

Daß diese Begrenzungslinie nicht mehr zutrifft, haben die neueren Aufschlüsse bereits erwiesen.

Gaebler stellt lediglich von seinem Standpunkt aus die Schichtenfolge des Bohrloches 3 (l. c. S. 508) bis 454 zu den Rudaer Schichten der Muldengruppe, bis 604 m zu der Randgruppe.

Leider hat eine geologische Untersuchung des Bohrmaterials nicht stattgefunden, welche diese bemerkenswerte Auffassung hätte stützen bezw. widerlegen können.

Nach den noch mitzuteilenden Ergebnissen neuerer Bohrungen kann die Auflagerung der Muldengruppe auf den Schichten der Randgruppe ohne zwischengelagerte Sattelflöze nicht mehr überraschen; man braucht nicht sofort an Verwürfe und nachträgliche Auswaschungen dieser Gruppe als Erklärung für ihr Nichtvorhandensein zu denken. Deshalb könnte die Gaebler-sche Auffassung des Auftretens von Schichten der Randgruppe im Bohrloch 3 sehr wohl zutreffen.

[1]) Das oberschlesische Steinkohlenbecken. Kattowitz 1909, S. 96.

Andererseits aber zwingt das wichtige Ergebnis der Bohrung Bestwina hier zu Zweifeln an ihrer Richtigkeit.

Wichtige Aufschlüsse sind hier von der bei Wilamowice im Abteufen begriffenen Bohrung zu erwarten.

Bohrung von Bestwina.

Die etwa 600 m nördlich von der Kirche in Bestwina von der Allgemeinen Tiefbohr- und Schachtbau-A.-G. Düsseldorf 1911 niedergebrachte Bohrung hat nach meinen Feststellungen nach wenig mächtigen Diluvialschichten zunächst jungtertiäre Tone (Tegel) des Miocäns erreicht und von 300 m ab Alttertiär durchbohrt; bei 351 m Tiefe traten Gase auf.

In den tieferen Schichten bestand die Schichtenfolge aus glimmerig-sandigen Schiefern mit zwischengelagerten Sandsteinen, die häufig einen den Schichten des Steinkohlengebirges ganz ähnlichen Charakter annehmen, sich stets aber durch ihren Kalkgehalt unterscheiden.

Von 650 m Tiefe ab waren die alttertiären Schichten steiler geneigt; der geringste beobachtete Fallwinkel in dem mergeligen Sandstein betrug 20—25 °.

Bei 697 m Tiefe wurde eine Sandsteinschicht angetroffen, die bis 717 m Tiefe reicht.

Bei 708 m Tiefe lag ein konglomeratischer kalkiger Sandstein als Basis des Tertiärs. Bei 711 m Tiefe wurde ein feiner kalkfreier Sandstein, der bereits zum Steinkohlengebirge gehörte, von 717—734 m Tiefe verfärbte, eisenschüssige Schiefertone mit Toneisenstein-Zwischenlagen des Carbons durchbohrt.

Die Schiefertone der Bohrung charakterisieren sich namentlich durch ihre reichhaltige Toneisensteinführung und durch ihre sandige glimmerreiche Beschaffenheit. Mehrfach wurden Toneisensteine in einer Stärke von 15—20 cm durchbohrt.

Von Flözen wurden durchbohrt:

1. von 734,00—735,10 m = 1,10 m Kohle
2. „ 737,70—740,10 „ = 2,40 „ „
3. „ 740,95—741,20 „ = 0,25 „ „
4. „ 747,18—748,23 „ = 1,05 „ „

5. von 758,04—758,94 m = 0,90 m Kohle
6. „ 774,85—776,10 „ = 1,25 „ „
7. „ 789,31—790,61 „ = 1,30 „ „
8. „ 798,50—800,80 „ = 2,30 „ „
9. „ 813,44—815,54 „ = 2,10 „ „
10. „ 832,40—832,95 „ = 0,55 „ „

Insgesamt in 100 m Steinkohlengebirge acht bauwürdige Flöze mit zusammen 11,35 m Kohle, also 11 %.

Auf Grund der nachgewiesenen Süßwasserfauna und Pflanzenreste konnte im Verein mit der petrographischen Beschaffenheit des Kernes und nach dem Vergleich mit den Schichtenfolgen des oberschlesischen Steinkohlenbeckens die Zugehörigkeit der in der Bohrung Bestwina durchbohrten Schichtenfolge zu den Schichten über den oberschlesischen Sattelflözen mit Sicherheit erkannt werden.

Diese Feststellung ist von Wichtigkeit, weil man, wie bereits oben bemerkt, allgemein, der Auffassung Gaebler's folgend, in der Gegend von Bestwina früher höchstens mit den Schichten unter den oberschlesischen Sattelflözen rechnete.

Die Sattelflöze selbst sind hier noch nicht durchteuft, die Bohrung steht in den unteren Partieen der Muldengruppe.

Innerhalb der einzelnen Gebiete sollen die weiteren Bohrungen in ihrer zeitlichen Aufeinanderfolge besprochen werden.

Przesiczow (ältere Bohrung).

Das Bohrloch Przesiczow (1901) bei der Bahnstation gleichen Namens hat 37 m Diluvium, dann bis 404 m Miocän und oligocäne Schichten[1]) durchbohrt; im Steinkohlengebirge wurden von 404 m Teufe ab bis 510 m aufgeschlossen:

bei 455 m Teufe = 0,60 m Kohle
„ 506 „ „ = 1,10 „ „
„ 510 „ „ = 0,55 „ „

Streichbestimmungen ergaben ein Streichen von O—W bei flachem nördlichen Einfallen.

[1]) Bezüglich der Schichtenfolge des Tertiärs vergl. Michael, Zeitschr. der Deutsch. geol. Ges. 1905, Juni-Protokoll, S. 5. — Quaas, Dieses Jahrb. für 1906, S. 189 ff. — Michael, Dieses Jahrb. für 1907, S. 216 ff.

Die Untersuchung des Kernmaterials dieser infolge von Differenzen der Vorbesitzer leider nur bis 514 m fortgeführten Bohrung zeigte, daß hier Schichten über den Sattelflözen, im oberschlesischen Sinne Muldengruppe, vorlagen.

Bohrloch 1. Stare Stawy.

Diese Bohrung wurde 1904 bei Stare Stawy südlich von Oswiecim niedergebracht. Nach 453 m Deckgebirge (dessen Mächtigkeit hier durch die tertiären Talgebiete der Sola und Weichsel bedingt ist) wurden im Steinkohlengebirge bis 630,80 m Teufe fünf Flöze nachgewiesen:

1. bei 498,33 m Teufe = 4,12 m Kohle
2. „ 506,50 „ „ = 0,20 „ „
3. „ 539,00 „ „ = 0,15 „ „
4. „ 603,10 „ „ = 0,27 „ „
5. „ 620,51 „ „ = 1,05 „ „

insgesamt in 156 m Carbon 5,17 = 3,1 v. H. abbaubare Kohle.

Über die Durchbohrung der stärkeren Flöze liegen hier wie bei jeder anderen Bohrung ausführliche Protokolle vor.

Bohrloch 2. Polanka Wielka.

In dem zweiten Bohrloch 7 km südöstlich von dem vorigen bei Polanka Wielka (1905—1906) wurde das Steinkohlengebirge von 250—1044 m Teufe durchbohrt. Bis 969 m wurden 46 Kohlenbänke, allerdings nur zum Teil in bauwürdiger Mächtigkeit erreicht; in der tiefsten Partie wurden keine Flöze angetroffen. Bauwürdig sind (über 80 cm):

1. Flöz bei 266 m Teufe mit 1,45 m Kohle
2. „ „ 281 „ „ „ 1,75 „ „
7. „ „ 414 „ „ „ 1,20 „ „
11. „ „ 508 „ „ „ 0,95 „ „
13. „ „ 542 „ „ „ 0,90 „ „
19. „ „ 622 „ „ „ 1,40 „ „
24. „ „ 662 „ „ „ 0,80 „ „
39. „ „ 860 „ „ „ 0,80 „ „
43. „ „ 906 „ „ „ 1,30 „ „

Insgesamt in 800 m Carbon 12,75 m = 1,6 % Kohle.

Die tieferen Flöze haben eine stark backende Kohle.

Der Gesteinscharakter der tieferen Partie des Bohrlochs, aus welchem s. Zt. einige aus 1008—1044 m Teufe gewonnene Kernstücke untersucht werden konnten, entspricht dem der unteren Abteilung (Randgruppe) des oberschlesischen Steinkohlengebirges. Damit stimmen sowohl das Vorhandensein der zahlreichen, aber schwachen Kohlenbänke wie die Tatsache überein, daß die tiefste von 940—1044 m durchteufte Schichtenfolge flözleer ist. Auch Fauna und Flora weisen auf den gleichen geologischen Horizont hin. Bis 500 m dürften mindestens die Schichten der Muldengruppe anzunehmen sein.

Mit der flachen Teufe, in der hier das Steinkohlengebirge erreicht wurde, steht das Auftreten von Carbon an der Tagesoberfläche bei Grojec mit westöstlichem Streichen und nördlichem Einfallen im Einklang.

Die Beurteilung des Horizontes der Bohrung Polanka war zunächst nicht völlig sicher; namentlich ergab sich anfangs kein ausreichendes Bild über die Lagerungs- und Altersverhältnisse der Schichten in dem südlich angrenzenden Gebiete. Daß das Steinkohlengebirge noch weiter nach Süden reichte, war durch die Bohrung von Gieraltowice zwar bewiesen, bei dem spärlichen Material ließ sich aber zunächst nicht feststellen, welchen Horizonten das hier in großer Teufe (800 m) erbohrte Carbon angehörte. So konnte zunächst nicht entschieden werden, ob schon das gesamte Gebiet südlich von Polanka in den Bereich der älteren Flözfolge gehörte, oder ob hier etwa eine Aufsattelung der Schichten ähnlich wie im südlichen Oberschlesien vorlag.

Diese Frage konnte auch durch die späteren Bohrlöcher 15 und 16 noch nicht entschieden werden; ihre Lösung erfolgte erst später.

Bohrloch 15. Leki.

Bohrloch 15, 1909—1910, 6 km südwestlich von Bohrloch 2 an der Chaussee von Oswiecim nach Kety bei Leki niedergebracht, hat das Steinkohlengebirge bei 376 m Teufe erreicht und bis 753 m von Flözen ergeben:

1.	bei	452 m	Teufe	= 0,11 m	Kohle
2.	„	456 „	„	= 1,08 „	„
3.	„	465 „	„	= 0,15 „	„
4.	„	469 „	„	= 0,30 „	„
5.	„	480 „	„	= 0,50 „	„
6.	„	500 „	„	= 0,45 „	„
7.	„	521 „	„	= 0,85 „	„
8.	„	524 „	„	= 0,60 „	„
9.	„	541 „	„	= 0,75 „	„
10.	„	555 „	„	= 0,55 „	„
11.	„	631 „	„	= 0,25 „	„
12.	„	636 „	„	= 0,38 „	„

Die Zwischenmittel bestehen überwiegend aus Sandsteinen oder sehr sandigen Schiefertonen, ohne charakteristischen und für eine sichere Horizontbestimmung ausreichenden Inhalt.

Die geringe Zahl der Flöze ist auffallend, dann aber die Tatsache, daß hier einer immerhin kohlereicheren oberen Partie (von 450—550 m in 100 m = 5,84 m Kohle) eine 200 m mächtige, fast flözleere Schichtenfolge gegenübersteht, so daß der Prozentgehalt an abbaubarer Kohle im Carbon sich nur auf 1,41 % berechnen ließe.

Bei Annahme eines ostwestlichen Streichens, welches bei Grojec und bei Brzeszcze vorliegt, hätte Bohrloch 15 nur ältere Schichten antreffen müssen. Dem widerspricht aber die Gesteinsbeschaffenheit der oberen Partie, die den Charakter der oberschlesischen Muldengruppe besitzt, während die flözleere Schichtenfolge trotz des Fehlens sicherer Beweise der Randgruppe zuzurechnen ist.

Bohrloch 16. Nowa wies.

Das im Süden hart an der Grenze bei Nowa wies 1910 bis 1911 niedergebrachte Bohrloch 16 hat wenig positive Ergebnisse gebracht; hier wurde von 200—745 m Teufe eine Schichtenfolge durchbohrt, welche wohl Carbongesteine in einer von der produktiven Entwicklung abweichenden Beschaffenheit ohne Kohleführung enthält, aber augenscheinlich nur als Trü-

mergesteine. Die Schichten sind gestört; aus 710 m Teufe lagen Kerne vor, die noch typischer alttertiärer Karpathenflysch sind.

Bohrloch 14. Poreba Wielka.

Bohrloch 14, 1900—1910 niedergebracht, steht 3500 m nördlich von Bohrloch 2 bei Poreba Wielka; das Steinkohlengebirge wurde bei 306 m Teufe erreicht.

Das Deckgebirge besteht aus 23 m Diluvium, dann aus festem Tegel mit vereinzelten Sandsteinzwischenlagen.

Von Flözen wurden angetroffen:

1. bei 387 m Teufe = 0,30 m Kohle
2. „ 417 „ „ = 2,30 „ „
3. „ 497 „ „ = 1,60 „ „
4. „ 499 „ „ = 0,80 „ „
5. „ 544 „ „ = 1,40 „ „
6. „ 575 „ „ = 1,60 „ „

Abbaubar sind 7,20 m Kohle, das sind 2,89 % der Schichtenfolge.

Die Schichtenfolge der 613,66 m tiefen Bohrung ist jünger als die des Bohrloches 2; bemerkenswert sind die Sandsteinmittel zwischen den einzelnen Flözen, die zwischen 4 und 5 über 40 m, zwischen 5 und 6 = 27 m betragen. Die Bohrung steht in den Rudaer Schichten, augenscheinlich in geringer Höhe über dem Sattelflözhorizont Oberschlesiens; leider konnte sie nicht als Kernbohrung ausgeführt werden, so daß Angaben über Gesteinscharakter und Einschlüsse nicht möglich sind.

Bohrloch 23. Wlosienica.

Dieses Bohrloch, mit Wlosienica bezeichnet, 2,5 km südöstlich von dem vorigen bei Maslochy 1911 niedergebracht, hat nach 13 m Diluvium das Miocän, dann bei rund 300 m Teufe das Steinkohlengebirge erreicht. Die erste Kohlenbank wurde mit 0,07 m Stärke bei 332 m angetroffen. Die Bohrung hat insgesamt bis 1020 m Teufe 26 Flöze nachgewiesen, aber nur wenige in bauwürdiger Beschaffenheit.

Die geologische Deutung des Profils im einzelnen wird hier durch die Tatsache etwas erschwert, daß nur von 803—804,

814—825 und 900—1020 m Teufe Kerne zur Untersuchung vorlagen, daher nur diese Schichten ein sicheres Urteil ermöglichten. Die aus 803—825 m Teufe vorliegenden Kerne enthielten nur in den Schiefertonen sehr viel Toneisenstein in starken Lagen, wie diese nur in der oberschlesischen Muldengruppe bekannt sind. Die spärlichen Pflanzenreste, unter anderem *Sphenophyllum cuneifolium*, bestätigen des weiteren diese Auffassung, trotzdem bisher keine Flöze von der Mächtigkeit durchbohrt worden waren, die man in diesen Horizonten gewöhnt ist. Andererseits gehört die gesamte untere Kernpartie von 900—1020 m zweifellos zu den Schichten der oberschlesischen Randgruppe.

Dies wird nicht nur durch den petrographischen Charakter der schiefrigen Sandsteine und der sandigen Schiefertone und Brandschiefer bewiesen, auch Flora und Fauna lassen über diese Altersstellung keinerlei Zweifel. In der gesamten Schichtenfolge findet sich außer dem typischen Pflanzenhäcksel nur *Sphenophyllum tenerrimum* (944 m, 947 m, 948 m, 960 m, 970 m, 1012 m). *Lingula mytiloides* fand sich häufig in zahlreichen Exemplaren (900 m, 905 m, 907 m, 912 m, 913 m, 946 m, 949 m) in den sandigen Schiefern, die stets als schwache Zwischenmittel in den schiefrigen Sandsteinen auftraten; außerdem fand ich typische marine Fauna von 928—932 m und von 959—971 m Teufe, die aus zahlreichen Arten zusammengesetzt ist und sich durch das Vorherrschen der Produkten als zu den obersten marinen Schichten zugehörig erweist.

Auch dieser Umstand stützt die Auffassung, daß die Schichtenfolge bis 900 m Teufe der Muldengruppe zuzurechnen ist. In 983 m Teufe treten Anthracosien in größerer Zahl auf; bei 1014 m Teufe wurde ein 0,28 m starkes Flöz von Brandschiefer durchbohrt, das in Cannelkohle übergeht.

Bohrloch 19. Przeciszow.

Ähnliche Ergebnisse hatte das 2,5 km südlich von dem alten Bohrloch Przeciszow, 1910—1911 ausgeführte zweite Bohrloch, welches gleichfalls die Bezeichnung Przeciszow führt, gebracht.

In diesem Bohrloch wurde das Steinkohlengebirge nach 258 m meist tertiären Deckgebirges bis 1258,50 m Teufe mit folgenden Flözen durchsunken:

1.	bei	310	m	Teufe	= 1,70	m	Kohle	und	0,05	m Mittel
2.	„	346	„	„	= 1,70	„	„	„	0,25	„ „
3.	„	348	„	„	= 0,35	„	„			
4.	„	390	„	„	= 5,55	„	„	„	0,65	„ „
5.	„	412	„	„	= 0,43	„	„			
6.	„	425	„	„	= 0,85	„	„			
7.	„	494	„	„	= 0,60	„	„	„	0,20	„ „
8.	„	544	„	„	= 0,72	„	„			
9.	„	576	„	„	= 1,03	„	„	„	0,03	„ „
10.	„	593	„	„	= 2,08	„	„	„	0,04	„ „
11.	„	655	„	„	= 1,64	„	„			
12.	„	666	„	„	= 1,60	„	„			
13.	„	670	„	„	= 0,50	„	„			
14.	„	673	„	„	= 1,55	„	„			
15.	„	730	„	„	= 0,30	„	„			
16.	„	758	„	„	= 0,60	„	„			
17.	„	899	„	„	= 0,20	„	„			
18.	„	904	„	„	= 0,40	„	„			
19.	„	909	„	„	= 0,20	„	„			
20.	„	910	„	„	= 0,30	„	„			
21.	„	927	„	„	= 0,25	„	„			
22.	„	933	„	„	= 0,45	„	„			
23.	„	947	„	„	= 0,20	„	„			
24.	„	971	„	„	= 0,10	„	„			
25.	„	1067	„	„	= 0,20	„	„			
26.	„	1194	„	„	= 0,20	„	„			
27.	„	1195	„	„	= 0,10	„	„			
28.	„	1208	„	„	= 0,15	„	„			

Insgesamt traten in 951 m Carbon 21,20 m abbaubare Kohle = 2,22 % auf.

Von dieser Bohrung konnten wiederholt Bohrkerne untersucht werden.

Auch hier tritt wieder eine verschiedene Ausbildung des Steinkohlengebirges als eine hangende, flözreiche Sandsteinpartie und eine liegende flözarme Schichtenfolge mit vorherrschendem Schieferton auf. Von 300—700 m Teufe wurden in den Sandsteinen rund 16 m abbaubare Kohle nachgewiesen, dann folgte eine 200 m mächtige, nahezu flözleere Serie von Schiefertonen, die durch das massenhafte Vorkommen von Toneisensteinen bis zu 0,40 m Stärke charakterisiert wird, namentlich bei 860 m. In 788 m Teufe wurde in einem sandigen Schiefer brackische Fauna beobachtet. Zahlreiche Reste[1]) von *Neuropteris gigantea*, *Mariopteris muricata* (bis 915 m), *Sphenophyllum cuneifolium*, Sigillarien usw., ganze Schichtenfolgen, die nur aus Calamiten (*Calamites Suckowi*) oder Cordaiten bestehen, beweisen, daß bis etwa 900 m Teufe noch die oberschlesische Muldengruppe entwickelt ist.

Nach der Flözfolge könnte man annehmen, daß die Vertreter der oberschlesischen Sattelflöze in der Schichtenfolge zwischen 560—570 m Teufe zu suchen seien; dem widerspricht aber der paläontologische Befund.

Von 929—934 m Teufe liegt ein schwarzer fester Tonschlamm, aber ohne jegliche Reste von Versteinerungen mit Zwischenlagen eines feinkörnigen weißen Sandsteines vor, darunter folgt ein gelber Sandschiefer in einer den normalen Bohrprofilen fremden Entwicklung. Die flözarme Schichtenfolge darunter entspricht nun zweifellos bereits der oberschlesischen Randgruppe.

Sie besteht hauptsächlich aus dunklem Schieferton, meist mit muscheligem Bruch, der zahlreiche Brandschiefereinlagen enthält und vielfach in dunklen schichtungslosen Tonschlamm übergeht. Graue oder bräunliche glimmerige Schiefertone treten zurück.

---

[1]) Die obigen Angaben wurden durch die von Herrn Privatdozent Dr. Gothan vorgenommene Untersuchung der Pflanzenreste noch weiterhin ergänzt durch: *Palmatopteris furcata*, *Sphenopteris Hoenninghausii*, *Sigillaria* spec. *(rhytidolep)*, *Sigillaria mammilaris*, *Lepidophyllum* sp. 927 m.

In sämtlichen dunklen Schiefertonpartieen, die Mächtigkeiten von 9—26 m aufweisen, kommen namentlich in 960 m, 971 m, 994 m, 1007 m, 1072 m, 1135 m, 1142 m, 1143 m, 1145 m, 11,5 m Teufe zahlreiche marine Tierreste, darunter häufig Goniatitenreste, vor, welche diese Zugehörigkeit der gesamten unteren Partieen zur Randgruppe beweisen. Brackische Fauna wies ich bei 1135 und 1220 m Teufe nach.

Bemerkenswerterweise muß die fast flözleere Schichtenfolge zwischen 700—900 m noch mindestens zur Muldengruppe gestellt werden. Dafür ist die nachgewiesene Flora allein schon beweisend. Doch möchte ich es als wahrscheinlich annehmen, daß hier, wie wir wiederholt im oberschlesischen Bezirk feststellen konnten, in dieser fast flözleeren Schichtenfolge die oberschlesische Sattelgruppe ohne die mächtigen Flöze vertreten ist. Eine scharfe Grenze läßt sich nicht ziehen; hier stehen paläontologischer und petrographischer Befund nicht ganz im Einklang.

Bohrloch 26. Grojec.

Dieses Bohrloch wurde 1911—1912 bei Grojec nördlich vom Bohrloch 15 niedergebracht und bei 874 m Tiefe eingestellt.

Südlich von Grojec selbst tritt das Steinkohlengebirge bereits zutage; doch senkt sich die Oberfläche ziemlich rasch nach Süden wieder ein; ein älteres hier von einem der Vorbesitzer des Terrains niedergebrachtes Bohrloch hatte bei fast 300 m Teufe das Steinkohlengebirge noch nicht erreicht. Das Streichen der hier zur Tagesoberfläche heraustretenden Carbon-Sandsteine, deren Zugehörigkeit zur oberschlesischen Muldengruppe feststeht, ist ein ostwestliches. Die neue Bohrung hat das Carbon bei 76 m Teufe angetroffen; die Schichtenfolge besteht im wesentlichen aus Schiefertonen und weist zahlreiche (46) Flöze auf, unter denen aber nur wenige bauwürdige Mächtigkeit erreichen. Aus der Teufe von 764 und 874 m lagen mir Kerne zur Untersuchung vor, die Folgendes ergab:

Zwischen 764 und 769 m findet sich ein schwarzer Tonschlamm, der im Verhältnis zu der Stärke der untersuchten

Bohrkerne eine außerordentlich arten- und individuenreiche marine Fauna enthält.

Marine Fauna tritt weiterhin nochmals bei 834 und 839 m Teufe auf. *Lingula mytiloides* findet sich häufig, auch in anderen Teufen.

Pflanzenreste sind sehr spärlich und beschränken sich meist auf *Stigmaria ficoides*; auch Häckselvorkommen überwiegen; nur *Sphenophyllum tenerrimum* wurde gelegentlich (zwischen 854 und 874 m Teufe) beobachtet. Brandschieferlagen sind häufig, Toneisenstein fehlt; wo der Schieferton nicht als dunkler Tonschlamm mit muscheligem Bruch entwickelt ist, ist er sandig, glimmerreich und von schwärzlich-bräunlichem Aussehen.

Es unterliegt sonach keinem Zweifel, daß die im übrigen völlig flözleere tiefere Kernpartie zu der oberschlesischen Randgruppe, den Schichten unter den Sattelflözen, gehört.

Schwierig ist es allerdings, die obere Grenze dieser Gruppe festzustellen. Aus der Flözentwicklung ist auch hier keinerlei Anhaltspunkt zu gewinnen. Die von 634—640 und von 706 bis 710 m Teufe noch gewonnenen Kerne waren ein Sandstein ohne charakteristisches Merkmal für die Zugehörigkeit zur oberen oder unteren Schichtenfolge; aus höheren Schichten wurden Kerne nicht gewonnen; unter Vorbehalt möchte ich daher die obere Grenze der Randgruppe in 600 m Teufe annehmen. Eine Angabe, welche Schichten hier etwa dem Horizont der oberschlesischen Sattelgruppe entsprechen könnten, ist nicht möglich.

Bohrloch 32. Brzezinka.

Dieses Bohrloch, 1912 begonnen, liegt westlich von Oswiecim nahe an der preußischen Landesgrenze; abgeschlossene Ergebnisse können noch nicht mitgeteilt werden.

Die allgemeine geologische Position ist hier durch mehrere Bohrlöcher auf preußischem Gebiet bekannt.

Bohrlöcher von Boischow.

Bohrlöcher z. B. bei Oberboischow, Boischow, Niederboischow und Jedlin haben je nach ihrer Lage zum Gostinetal das Carbon bei 330 m, 215 m, 200 m und 220 m Teufe erreicht und von Flözen erbohrt:

Oberboischow . .	bei	330 m	Teufe	= 1,38 m	Kohle
	„	376 „	„	= 3,50 „	„
Boischow	„	219 „	„	= 1,50 „	„
	„	220 „	„	= 0,70 „	„
	„	257 „	„	= 2,90 „	„
Niederboischow . .	„	221 „	„	= 1,50 „	„
	„	253 „	„	= 0,60 „	„
	„	282 „	„	= 1,60 „	„
	„	314 „	„	= 0,60 „	„
	„	321 „	„	= 0,30 „	„
	„	334 „	„	= 1,80 „	„
	„	361 „	„	= 1,20 „	„
Jedlin	„	245 „	„	= 1,80 „	„

Die stärkeren Flöze der Bohrung Boischow und Jedlin, die Gaebler[1]) allein anführt, werden von ihm auf den Horizont des Bonaparte- und Gottmituns-Flözes der Lazisker Schichten bezogen.

In größerer Entfernung von der mit Miocän erfüllten Auswaschung des Gostinetales tritt das Carbon schon in flacherer Teufe auf.

Bei Neuberun wurde es im alten Saxonia-Bohrloch bei 75 m Teufe erreicht; dort wurden Flöze von 2,33 und 2,51 m Stärke bei 80 und 164 m Teufe erbohrt; die Bohrlöcher bei Solce hatten ähnliche Ergebnisse.

Bohrloch Leipzig, westlich von Solce ergab:

bei 48 m Teufe = 1,78 m Kohle

„ 135 „ „ = 2,51 „ „

Bohrloch Valesca Sophie unter 80 m Tertiär

bei 127 m Teufe = 2 m Kohle.

Bohrloch Brunnenfeld (im Zollamtsbrunnen)

bei 80 m Teufe = 3,14 m Kohle.

Eine Kontrollbohrung 300 m nördlich von Neuberun wies allerdings bei 150 m nur 1,12 m Kohle nach.

[1]) Das Oberschlesische Steinkohlenbecken. Kattowitz 1909, S. 72.

Die südlichsten Bohrlöcher im Dorfe Zabrezeg haben das Fundflöz bei 300 m Teufe angetroffen.

Östlich des oben erwähnten Bohrloches Bestwina wird z. Zt. eine Bohrung bei Wilamowice abgeteuft, von welcher Ergebnisse noch nicht mitgeteilt werden können. Bohrloch 33. Wilamowice.

Bohrloch Gieraltowice, etwa 11 km südlich von der Eisenbahnstation Zator, in dem Mauveschen Freischürfgebiet gelegen, wurde 1907 niedergebracht. Das Steinkohlengebirge wurde bei 804 m Teufe unter Bedeckung durch miocäne und oligocäne Schichten angetroffen. Von Flözen wurden durchbohrt: Bohrloch Gieraltowice.

bei	821	m	Teufe	= 0,50	m Kohle
„	840	„	„	= 0,40	„ „
„	874	„	„	= 0,35	„ „
„	880	„	„	= 0,40	„ „
„	1021	„	„	= 1,20	„ „
„	1057	„	„	= 0,90	„ „
„	1087	„	„	= 0,70	„ „

Die obersten Carbonschichten weisen zwar, soweit wie die kleinen gelegentlichen Kernfragmente erkennen ließen, auf die Muldengruppe hin, dagegen gehören die tieferen Partieen sicher, vermutlich auch die ganze Schichtenfolge zu den Schichten der Randgruppe. Ein weiteres im Abteufen befindliches Bohrloch nördlich von Gieraltowice am Wege nach Piotrowice wird hierüber sicheren Aufschluß bringen.

2. Die Bohrungen in der Gegend von Ryczow.

Die nähere Umgebung von Ryczow ist durch die Bohrlöcher 3, 4, 5, 6, 7 und 12 untersucht worden.

Das Bohrloch 31 (Zator) ist noch im Betriebe; ein Bohrloch 34 an der Bahnstation Ryczow in der Montage. Ferner gehören hierher aus der weiteren Umgebung die Bohrlöcher 27 und 20.

Bohrloch 3, südlich der Eisenbahnstation Ryczow (1906 bis 1907), war das erste Bohrloch in dieser Gegend, das bei dem Beginn systematischer Aufschlußarbeiten auf Grund der allge- Bohrloch 3. Ryczow.

meinen, hier vorauszusetzenden Lagerungsverhältnisse als aussichtsvoll bezeichnet werden konnte. Daher seien die allgemeinen Gesichtspunkte, welche die erste Versuchsbohrung hier rechtfertigten, kurz erwähnt.

Nach den Aufschlüssen von Dzieditz und Brzeszcze sowie nach der entsprechenden Ermittelung des Streichens in Przeciszow konnte zunächst südlich der Weichsel ostwestliches Streichen angenommen werden. In Zalas war aber nordsüdliches Streichen anzunehmen, in Tenczynek war südöstliches bekannt.

Zu ermitteln war, wo der Übergang beider Richtungen ineinander erfolgte, bezw. wie sich dieser vollzog. Davon hing wiederum die Frage einer Erstreckung des Carbons nach Osten und des Alters der flözführenden Schichten ab (vgl. die Skizze dieses Jahrbuch für 1907 S. 199).

Aus den Bohrungen bei Zalas war bereits die Schlußfolgerung gezogen worden, daß der sogen. Beckenrand nicht geradlinig von Norden nach Süden verlaufen konnte, sondern mehrfach ausgelappt und ausgebuchtet sein mußte.

Ferner war nach allgemeinen Überlegungen zu erwarten, daß im Gegensatz zum westgalizischen Gebiete nördlich der Weichsel (Libiaz), wo sandsteinreiche, flözarme, junge Partieen des Steinkohlengebirges entwickelt sind, hier nach dem Rande zu ältere Partieen auftreten würden.

Zunächst mußte man an die Horizonte von Jaworzno und Siersza denken, dann an die älteren Rudaer Schichten mit ihrer aus Oberschlesien bekannten Flözentwicklung. Schließlich lag die Möglichkeit vor, hier Vertreter der Sattelflözgruppe aufzuschließen, die bekanntlich bisher noch nirgends in Galizien nachgewiesen worden war, aber allgemein erwartet wurde.

Gelang es mit der ersten Bohrung noch in jüngere und nicht in die Schichten von Tenczynek oder in die flözleeren Schichten von Zalas zu kommen, so war damit für die erste Erkenntnis eines bis dahin völlig unverritzten Gebietes ein Ergebnis von weittragender Bedeutung gewonnen.

Die Bohrung 3 hat nun diese meine allgemeinen Annahmen bestätigt.

Die angetroffene flache Lagerung der Schichten (nur gelegentlich bis 15°) bewies, daß hier noch nicht das eigentliche Randgebiet vorlag, sondern daß jüngere Schichten sowohl nach Süden wie nach Osten noch weiter verbreitet sein mußten.

Spätere Bohrungen haben dies auch bestätigt. Durch den Nachweis einer ungewöhnlich starken Flözführung wurde das Gebiet von Ryczow als ein sehr wertvolles erkannt.

Das bei 222,75 m angesetzte Bohrloch hat unter 350 m Deckgebirge (Tegel und Sandstein) bis 905,7 m 21 Flöze durchbohrt, darunter führen:

Flöz	1	bei	357,85	m	Teufe	= 0,80	m	Kohle
„	3	„	379,70	„	„	= 0,90	„	„
„	4	„	404,50	„	„	= 1,40	„	„
„	5	„	433,50	„	„	= 1,50	„	„
„	6	„	446,50	„	„	= 1,80	„	„
„	10	„	498,70	„	„	= 2,70	„	„
„	11	„	557,25	„	„	= 3,45	„	„
„	13	„	663,50	„	„	= 1,90	„	„
„	14	„	721,30	„	„	= 6,30	„	„
„	15	„	735,50	„	„	= 1,90	„	„
„	16	„	751,10	„	„	= 4,45	„	„
„	17	„	778,50	„	„	= 1,20	„	„
„	18	„	821,30	„	„	= 1,90	„	„
„	19	„	845,40	„	„	= 3,00	„	„
„	20	„	884,30	„	„	= 2,70	„	„
„	21	„	905,70	„	„	= 1,10	„	„

Die Flöze 16—21 weisen schwächere Zwischenmittel auf.

Insgesamt haben wir in 643 m Carbon 35,80 m abbaubare Kohle = 5,5 %.

Die Untersuchung einzelner Kernproben, die gelegentlich aus der oberen und der tieferen Schichtenfolge des Bohrloches gewonnen wurden, von 500—506 m, 702—714 m, 736—746 m, 823—835 m Teufe, ergab allgemein, daß die Schichten noch zu der oberschlesischen Muldengruppe gehörten;

weitere Anhaltspunkte sind erst durch die späteren Bohrungen gewonnen worden.

Bohrloch 4. Ryczow.

Das Bohrloch 4 nördlich von Ryczow im eigentlichen Weichseltal, in der Flußniederung bei + 222 NN in den Jahren 1907 bis 1908 niedergebracht, hat das Steinkohlengebirge bei 290 m Teufe erreicht und bis 1054,60 m 25 Flöze erbohrt, unter denen folgende zu nennen sind:

Flöz	2	bei	307,90	m	Teufe	= 0,80	m	Kohle
„	3	„	385,00	„	„	= 1,60	„	„
„	8	„	564,70	„	„	= 1,65	„	„
„	9	„	591,50	„	„	= 1,20	„	„
„	11	„	649,45	„	„	= 1,85	„	„
„	12	„	720,15	„	„	= 2,30	„	„
„	15	„	857,45	„	„	= 5,95	„	„
„	16	„	887,40	„	„	= 5,50	„	„
„	17	„	918,45	„	„	= 1,00	„	„
„	20	„	984,00	„	„	= 2,55	„	„
„	21	„	1016,80	„	„	= 1,80	„	„
„	23	„	1042,30	„	„	= 2,00	„	„

Die gesamte Mächtigkeit der abbaubaren Kohle beträgt in der 752 m mächtigen carbonischen Schichtenfolge 30,30 m = 4%.

Auch hier sind nach gelegentlich (841—858 m, 913—914 m, 963—964 m, 973—976 m) gezogenen Kernstücken die Lagerungsverhältnisse ungestörte; der Fallwinkel ist noch geringer als wie in Bohrung 3, so daß eine Streichbestimmung mit annähernd sicheren Ergebnissen trotz mehrfacher Versuche nicht durchführbar war.

Die spärlichen Pflanzenreste und der Gesteinscharakter ließen erkennen, daß auch hier noch die Muldengruppe vorlag. Man hatte also auch nördlich von Bohrloch 4 noch mit einer weiteren Verbreitung des Steinkohlengebirges zu rechnen und durfte schon damals schließen, daß der Beckenrand von 4 in östlicher Richtung noch weiter entfernt sein müßte als von Bohrloch 3 in südlicher Richtung.

Die in Bohrloch 4 erbohrten Schichten sind in ihrer Gesamtheit etwas jünger als diejenigen von Bohrloch 3; sie fallen von 3 nach 4 hin ein, allerdings nur unter geringer Neigung.

Die Niveaudifferenz beträgt für die miteinander vergleichbaren Flöze 12—23 in Nr. 4 und 11—21 in Nr. 3 = 150 m.

Darnach konnte aber kein rein nördliches Einfallen von Bohrloch 3 nach 4 vorliegen, sondern es war zu vermuten, daß die Abänderung im Generalstreichen in die Nordsüdrichtung sich bereits zwischen 3 und 4 vollzieht. Sonst müßte, wenn das gelegentlich mit 15 Grad festgestellte Einfallen der Schichten im Bohrloch 3 für die gesamte Schichtenfolge zutreffen sollte, was aber nicht gut möglich ist, der Fallwinkel sich sehr rasch von 3 nach 4 zu verflacht haben; denn bei Annahme eines Fallwinkels von 15 Grad würde z. B. das bei 357 m angetroffene erste Flöz von Bohrloch 3 in der 2500 m entfernten Bohrung 4 erst in 830 m Teufe auftreten können, während die Niveaudifferenz tatsächlich eine erheblich geringere ist.

Bohrloch 5. Polwies.

Bohrloch 5 (1907), 2100 m südlich von Ryczow in Polwies an der Straße niedergebracht, mußte aus bohrtechnischen Gründen noch vor Erreichung des Steinkohlengebirges aufgegeben werden. Es ist in ein von tertiären Schichten erfülltes Auswaschungstal geraten, da bis 640 m Teufe lediglich Schichten dieser Formation angetroffen wurden. Das Steinkohlengebirge mußte aber hier noch bestimmt vorausgesetzt werden.

Bohrloch 6. Ryczow.

Die günstigen Ergebnisse von Bohrloch 3 gaben Veranlassung, 1908—1909 mit der Bohrung 6 etwas weiter nach Süden zu gehen in der Erwartung, steilere Neigung der Schichten und so die mächtigsten Flöze von Bohrloch 3 in flacherer Teufe anzutreffen. Da gleichzeitig die Flözführung eines enger begrenzten Gebietes untersucht werden sollte, wurde das Bohrloch 6 bei + 235,93 m über NN südlich von 3 etwa 700 m entfernt angesetzt und bei 683,80 m Teufe eingestellt.

Die Bohrung erschloß zunächst das tertiäre Deckgebirge

in der Mächtigkeit von 460 m; im Steinkohlengebirge wurden folgende Flöze festgestellt:

Flöz	1	bei	524,30 m	Teufe	= 0,40 m	Kohle	
„	2	„	582,00 „	„	= 2,55 „	„	
„	3	„	632,30 „	„	= 7,00 „	„	
„	4	„	634,00 „	„	= 0,60 „	„	
„	5	„	677,60 „	„	= 3,10 „	„	
„	6	„	680,10 „	„	= 1,30 „	„	

In 221 m Carbon wurden 15,75 m abbaubare Kohle = 7,1 % nachgewiesen.

Die Übereinstimmung der Flöze 2, 3 und 5 mit den Flözen 13, 14 und 16 der Bohrung 3 ist eine augenfällige.

Die Bohrung steht also lediglich in einem rd. 100 m höheren Niveau als 3; das Ansteigen des Steinkohlengebirges nach Süden zu ist also nur unbedeutend, höchstens 6—7°.

Auch dieses Ergebnis wies auf eine größere Verbreitung der flözführenden Carbonschichten nach Süden hin.

Bohrloch 7. Spytkowice.

Bohrung 7 wurde 1908—1909 im südlichen Teil des Dorfes Spytkowice bei + 231 NN 2200 m westlich von Bohrung 3 entfernt angesetzt.

Die diluviale und tertiäre Überlagerung beträgt hier 200 m. Es wurden bis 862 m Teufe folgende Flöze durchbohrt:

Flöz	1	bei	206,00 m	Teufe	= 0,60 m	Kohle	
„	2	„	296,00 „	„	= 0,30 „	„	
„	3	„	297,00 „	„	= 0,35 „	„	
„	4	„	301,10 „	„	= 3,25 „	„	
„	5	„	410,00 „	„	= 7,10 „	„	
„	6	„	464,00 „	„	= 1,55 „	„	
„	7	„	513,80 „	„	= 5,70 „	„	
„	8	„	610,00 „	„	= 0,30 „	„	
„	9	„	658,00 „	„	= 1,75 „	„	
„	10	„	690,00 „	„	= 2,73 „	„	
„	11	„	720,00 „	„	= 0,90 „	„	
„	12	„	770,00 „	„	= 0,60 „	„	

insgesamt 24,58 m abbaubare Kohle in 563 m Carbonschichten = 4,36 %.

Das Ergebnis ließ sich zunächst nicht ohne weiteres mit der Flözfolge der Bohrlöcher 3 und 6 in Übereinstimmung bringen.

Die wenigen Kernstücke aus der Schichtenfolge zeigten wohl allgemein den Charakter der jüngeren Schichtenfolge, aber keine Anhaltspunkte für eine nähere Horizontierung; nur wichen die innerhalb der stärkeren Flöze durchbohrten sandigen Schiefertone von den entsprechenden aus Bohrung 3 ab, ohne daß sich erkennen ließ, welches von beiden nun jüngere bezw. die älteren waren.

Wenn man die häufig beobachtete Erscheinung, daß sich Flöze nach dem Ausgehenden einer Mulde hin zu stärkeren Bänken zusammenziehen, während sie nach dem Muldeninnern durch Aufnahme von Zwischenmitteln auseinandergehen, auch hier voraussetzt, so könnte die zwischen 300 und 500 m Teufe angetroffene Flözfolge mit der vom 14. bezw. 15. Flöz und bis zum 21. bezw. 23. Flöz der Bohrlöcher 3 und 4 verglichen werden. Auch die Gesteinsbeschaffenheit stimmt überein.

Die in den Bohrungen 3 und 4 angetroffenen Flöze bilden sicher noch nicht den Schluß der starken flözführenden Serie; man darf annehmen, daß in den beiden Bohrungen noch Flöze in größerer Tiefe, die dem 7. Flöz der Spytkowitzer Bohrung entsprechen müssen, anstehen.

Es wäre nicht unmöglich, daß Flöz 11 und 12 bereits Vertreter der liegenden Schichtengruppe wären; die Ergebnisse von 12 sprechen für eine derartige Annahme; aus dem geologischen Befunde hat sich aber kein Anhaltspunkt hierfür ergeben. Deshalb kann der gesamte Schichtenkomplex ebensogut noch als jüngerer aufgefaßt werden. Auf der beigegebenen Karte sind die Schichten von 650—750 m zur Sattelgruppe, die tieferen zur Randgruppe gestellt. Die horizontale Lagerung spricht nicht für größere Altersverschiedenheiten gegen Bohrung 3; Abweichungen der Flözentwicklung und der Facies können auf

Änderungen im Streichen, vielleicht auf eine lokale Sattel- und Muldenbildung zurückgeführt werden.

Eine bei 331 m Teufe gemachte Streichbestimmung ergab nahezu ostwestliches Streichen mit einem Einfallen von 13° gegen Norden. Eine spätere Bestimmung bei 463 m ergab südwestliches, eine solche bei 506 m westliches Einfallen.

Bohrloch 12. Bachowice.

Bohrloch 12 hat nun für die Auffassung der Lagerungsverhältnisse wichtige Ergebnisse gebracht und die noch zum Teil offenen Fragen auch für dieses Gebiet geklärt.

Die Bohrung wurde 1250 m südlich von Bohrloch 7 (1909 bis 1910) niedergebracht; im Steinkohlengebirge wurden von 163 m Teufe folgende Flöze erschlossen:

Flöz	1	bei	245 m	Teufe	= 4,30 m	Kohle	
„	2	„	277 „	„	= 1,05 „	„	
„	3	„	295 „	„	= 3,15 „	„	
„	4	„	376 „	„	= 0,97 „	„	
„	5	„	448 „	„	= 2,30 „	„	
„	6	„	505 „	„	= 1,80 „	„	
„	7	„	525 „	„	= 0,40 „	„	
„	8	„	642 „	„	= 0,70 „	„	

darunter 14,37 m abbaubare Kohle, in 401 m Carbon = 3,58 %.

Bezeichnend sind die zwischen den einzelnen Flözen auftretenden starken Sandsteinmittel bis zu 50—70 m Stärke und die Tatsache, daß in den letzten 260 m der 919 m tiefen Bohrung keine Flöze mehr angetroffen wurden.

Auch hier müßte eine Deutung lediglich des Bohrprofils schon zu der Auffassung führen, daß die oberen Flöze, wenn man ein Ansteigen der Schichten von Bohrloch 7 nach Bohrloch 12 annimmt, zur jüngeren oberschlesischen Flözgruppe gehören und die flözarme tiefere Schichtenfolge bereits wenigstens zum Teil, die flözleere vollständig zu den Schichten der Randgruppe zu rechnen ist.

Eine gewisse Übereinstimmung mit den Schichten des Bohrloches 7 liegt sowohl in den Zwischenmitteln wie in den Flözen

vor, allerdings mit einigen durch die allgemeinen Lagerungsverhältnisse sehr wohl erklärten Abweichungen. Es entsprechen etwa:

Bohrung 7.		Bohrung 12.
Flöz 5 mit 7,10 m	=	Flöz 1 mit 4,30 m
„ 6 „ 1,55 „	=	„ 2 „ 1,05 „
„ 7 „ 5,70 „	=	„ 3 „ 3,15 „
„ 9 „ 1,75 „	=	„ 5 „ 2,30 „
„ 10 „ 2,73 „	=	„ 6 „ 1,80 „

Bei dieser Identifizierung, die einen Niveauunterschied von etwa 150 m zwischen beiden Bohrlöchern ergeben würde (was auch, wie vorhin erwähnt, für die Bohrlöcher 3 und 6 ermittelt worden ist), stimmen auch die flözarmen Schichtenfolgen, die im Bohrloch 7 unter dem 12., im Bohrloch 12 unter dem 7. Flöz auftreten, miteinander überein.

Von dieser Bohrung konnte nun Kernmaterial untersucht werden.

Die aus 548—562 m, aus 593—605 m und aus 644—672 m gewonnenen Kerne sind sandige Schiefertone mit einer Neigung von 8—9° mit starkem Eisengehalt, der sowohl im Gestein fein verteilt, wie in Form von kleineren Konkretionen, aber auch als toniger Sphaerosiderit und in ganzen Toneisensteinlagen auftritt. Solche sind z. B.

bei	597 m	mit 0,40 m
„	600 „	„ 0,35 „
„	653 „	„ 0,20 „
„	655 „	„ 0,40 „
„	661 „	„ 0,30 „

Stärke verzeichnet worden. Außerdem aber enthält der Schieferton dieser Partie zahlreiche Pflanzenreste in einer Gruppierung, wie sie für die oberschlesischen Schichten über den Sattelflözen charakteristisch sind, unter anderen Formen häufiger Calamiten, Stigmarien, Cordaiten, außerdem *Mariopteris muricata* und *Sphenophyllum cuneifolium, Annularia radiata*. Nach der Beschaffenheit der Schichten läßt sich gleichfalls schließen,

daß innerhalb der Muldengruppe die relativ ältesten Schichten, also Rudaer Schichten, vorliegen. Auch hier hätte man nun der oberschlesischen Ausbildung entsprechend Sattelflöze finden müssen; höchst wahrscheinlich gehören auch die Flöze 5, 6, 7 hierzu, so daß die obere Grenze dieser Gruppe bei 440 m Tiefe liegen würde. Da Kerne nur von 884—919 m gezogen werden konnten, ist die genaue Grenze dieser Schichtengruppe nach unten nicht anzugeben. Es steht aber fest, daß schon etwa bei 729 m die erste marine Fauna auftritt, daß also die Schichten der Randgruppe erreicht sind. Man muß daher die Grenze etwa bei 540 m Teufe annehmen.

Das Gestein besteht nunmehr im wesentlichen aus einem feinen, manchmal geschichteten Tonschlamm ohne deutliche Pflanzenreste, nur mit Pflanzenhäcksel, mit zahlreichen Brandschieferlagen. Sowohl in dem dunklen Ton wie in dem Brandschiefer finden sich tierische Reste, deutliche marine Fauna z. B. noch in 786 m, dann namentlich zwischen 906 und 907 m Teufe. Der schiefrige Sandstein darunter besitzt häufig ein kalkiges Bindemittel. Der Schieferton erinnert schon an culmische Gesteine mit seiner bläulichen Farbe. Für Culm scheint auch das bei 905 m Teufe festgestellte Vorkommen einer *Posidonia Becheri* zu sprechen; doch möchte ich bei dem geringen Untersuchungsmaterial diese Ansicht noch unter gewissem Vorbehalt aussprechen.

Die Altersstellung der Schichten unterhalb 720 m bis 900 m Teufe ist also sicher, aber auch die Schichtenfolge unterhalb 540 m dürfte schon zur Randgruppe gestellt werden müssen. Auch hier liegen die gleichen Verhältnisse vor wie im Bohrloch 19.

Bohrloch 20. Tluczan.

Diese unmittelbar nördlich von Tluczan 1910—1911 niedergebrachte Bohrung, von Bohrloch 5 in südöstlicher Richtung etwa 2 km entfernt, hat bis 803,60 m Teufe das Steinkohlengebirge nicht erreicht und nur Schichten der Tertiärformation aufgeschlossen.

Im Einklang mit diesem durch die Bohrungen 5 und 20 erbrachten Nachweis eines Auswaschungstales im Steinkohlen-

gebirge steht die Beobachtung, daß die im Breßlerschen Freischurfgebiet niedergebrachte Bohrung Lgota gleichfalls bis 851 m Tiefe nur alttertiären Flysch durchbohrt hat.

Auch dieses etwa 4 km südlich von Bohrloch 12 Bachowice bei Wozniki 1911—1912 niedergebrachte Bohrloch hat bis 719 m Teufe die Steinkohlenformation nicht erreicht, sondern steht nach den zwischen 704—719 m Teufe gewonnenen Kernproben im typischen Karpathenflysch. Bohrloch 27. Wozniki.

Das Bohrloch liegt in gleicher Höhe wie die 7 km westlich entfernte Bohrung Gieraltowice, welche das Carbon in 800 m Teufe nachgewiesen hat.

Trotz dieser großen in den Bohrungen

	5 = 638	m
	20 = 803	„
	27 = 719	„
Lgota	= 751	„
Bulowice	= 900	„

bekannt gewordenen Mächtigkeitszahlen des Deckgebirges kann man nicht sagen, daß etwa in den Bohrlöchern 5, 20 oder 27 das Steinkohlengebirge nicht mehr vorhanden bezw. nicht mehr erreichbar sein soll; einer derartigen Auffassung widerspricht sowohl das Ergebnis von Gieraltowice wie dasjenige der Bohrung Bestwina, die, gleichfalls erheblich südlicher gelegen, das Carbon in 800 m bezw. 710 m Teufe noch festgestellt haben.

Die maximale Mächtigkeit des Tertiärs scheint nicht viel über 800 m hinauszugehen.

3. Das östliche Gebiet.

Östlich von der durch die Bohrungen Lgota, 5, 20 und 27 nachgewiesenen Auswaschungszone wurden, nunmehr schon außerhalb des vermuteten Beckenrandes bezw. in dem Gebiet, dessen Steinkohlenführung zweifelhaft, zum mindesten noch unbewiesen war, bis jetzt drei Bohrlöcher, 13, 25 und 28, niedergebracht.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Bohrloch 13. Nowe Dwory.

Bohrloch 13 südlich von Nowe Dwory, 3 km östlich von Bohrloch 5 niedergebracht, hatte zunächst zu entscheiden, ob weiter im Osten noch mit dem Auftreten von Produktivem Steinkohlengebirge zu rechnen war.

Dieses 1910 beendete Bohrloch hat unter etwa 290 m Tertiär bis 350 m Juraschichten und dann bis 870,45 m Steinkohlengebirge durchsunken.

Die obersten Schichten des Steinkohlengebirges, welches fast ausschließlich aus Sandstein besteht, waren z. T. verfärbt; namentlich wiesen die bei 505 und bei 530 m auftretenden schwachen Schiefermittel eine von der normalen Ausbildung so grundverschiedene Beschaffenheit auf (sie besitzen fast durchweg eine grünlichblaue Farbe), daß ihre Zugehörigkeit zum Steinkohlengebirge nur aus den spärlichen, aber charakteristischen Pflanzenresten hervorging.

Auch die Sandsteine unterscheiden sich durch ihren auffälligen Gehalt an Glimmer von den normalen Carbon-Sandsteinen.

Soweit die Kerne erkennen ließen, waren die Schichten steiler geneigt als in Ryczow (12°). Bereits die ersten Schiefertonkerne enthielten nun Pflanzenreste (*Neuropteris*), die erkennen ließen, daß hier überraschender Weise noch jüngere Schichten des Steinkohlengebirges vorlagen und noch nicht die eigentlich bereits erwartete flözleere Unterlage. Die Bohrung hat dann noch folgende Kohlenbänke nachgewiesen:

Flöz	1	bei	485,00	m	Teufe	= 0,10	m	Kohle
„	2	„	622,40	„	„	= 0,20	„	„
„	3	„	653,30	„	„	= 0,10	„	„
„	4	„	707,25	„	„	= 0,17	„	„
„	5	„	709,40	„	„	= 1,32	„	„ inkl. 0,15 m Mittel
„	6	„	770,50	„	„	= 0,40	„	„
„	7	„	801,90	„	„	= 2,30	„	„ inkl. 0,35 m Mittel
„	8	„	853,25	„	„	= 0,70	„	„

Die Flözführung allein läßt die Zugehörigkeit der einzelnen Kohlenbänke zu einer bestimmten Gruppe nicht er-

kennen. Der Tatsache, daß in den oberen Teufen Pflanzenreste vorkommen, die für jüngere Schichten beweisend sind, steht auf der anderen Seite die ebenfalls sichere Beobachtung entgegen, daß bei etwa 700 m Teufe marine Fauna auftritt, welche die Zugehörigkeit der tieferen Schichten zur Randgruppe sicher stellt. Bei dem völligen Überwiegen der Sandsteine ließ sich hier eine scharfe Grenze nicht ziehen. Man kann deshalb nur sagen, daß die obersten Schichten des Steinkohlengebirges etwa bis 500 m noch zur jüngeren Muldengruppe gehören werden, die Partie von 500 bis 870 m dann zu den Schichten der Randgruppe. Jedenfalls ist es auch sicher, daß hier noch nicht flözleere bezw. Culmschichten von Zalas vorliegen, die dort als Unterlage der Randgruppe auftreten.

Besonders auffällig ist aber in jedem Falle neben der petrographisch völlig abweichenden Entwicklung der Schichten die Beobachtung, daß in beiden hier erkennbaren Gruppen die Flözführung zurücktritt, z. T. soweit, daß größere Schichtenkomplexe (z. B. zwischen 350 bis 700 m) völlig vertaubt erscheinen.

Bohrloch 25. Brzeznica.

Dieses 1911 niedergebrachte Bohrloch liegt dicht an der Weichsel südlich von Czernichow und ist z. Zt. südlich von der Weichsel das östlichst gelegene Bohrloch, in welchem das Produktive Steinkohlengebirge nachgewiesen ist.

Die Steinkohlenformation wurde unter 83 m Tertiär und etwa 95 m Jurabedeckung bei 187,95 m Teufe erreicht und bis 840,53 m Teufe durchbohrt. Von Flözen wurden angetroffen:

Flöz	1	bei	197,00	m	Teufe	= 0,20	m	Kohle	
„	2	„	474,00	„	„	= 0,50	„	„	
„	3	„	567,30	„	„	= 1,80	„	„	3,65 m (dazu 0,70 m Mittel)
		„	568,00	„	„	= 0,20	„	„	
		„	569,85	„	„	= 1,65	„	„	
„	4	„	587,48	„	„	= 0,50	„	„	
		„	588,28	„	„	= 0,30	„	„	
„	5	„	590,28	„	„	= 0,70	„	„	

Flöz 6	bei	641,00 m	Teufe	= 0,30 m	Kohle		
„ 7	„	643,00 „	„	= 0,70 „	„	} 1,35 m	inkl.
	„	644,41 „	„	= 0,65 „	„	} 0,10 m	Mittel
„ 8	„	647,26 „	„	= 0,20 „	„		
„ 9	„	661,90 „	„	= 2,60 „	„		
„ 10	„	668,86 „	„	= 0,50 „	„		
„ 11	„	670,51 „	„	= 0,95 „	„		
„ 12	„	672,86 „	„	= 1,10 „	„		
„ 13	„	686,09 „	„	= 0,40 „	„		
„ 14	„	716,43 „	„	= 0,35 „	„		

In 526 m Carbon insgesamt 12,95 = 2,46 % abbaubare Kohle.

Von 716—840 m Teufe liegt eine flözleere Partie vor, von der bei 836 m Teufe erbohrten kohligen Brandschieferschicht abgesehen.

Im Sandstein ist der Schwefelkies auffällig, der namentlich die Klüfte erfüllt.

Von 834—840 m sind die Schichten steil gestellt; die Schiefertone haben das charakteristische Aussehen der Schichten der Randgruppe.

Leider konnten nur von 765—840 m Kerne gezogen werden; doch gehören diese ohne Zweifel zur Randgruppe.

Die obere Grenze dieser Gruppe ist dagegen lediglich durch die Flözführung zu ermitteln; man wird nicht wesentlich fehlgreifen, wenn man sie bei rund 700 m Teufe annimmt.

Eine nähere Abgrenzung der einzelnen Flözgruppen in der hangenden Partie ist lediglich nach den Angaben der Bohrtabelle kaum durchführbar; die Annahme, daß bis rund 600 m Teufe der Ryczower Horizont, dann bis 700 m die Sattelgruppe durchbohrt wurde, ist daher durch spätere Aufschlüsse noch zu beweisen.

Bohrloch 28. Beczyn.

Bohrloch Beczyn bei Kopytowka wurde 5 km südlich von 25, 3 km südöstlich von 13 niedergebracht, und zwar bis 807 m Teufe.

Auch hier wurde wie bei allen bisher in diesem östlichen Gebiet niedergebrachten Bohrlöchern eine Veränderung in der petrographischen Zusammensetzung des Gesteinsmaterials konstatiert.

Das Steinkohlengebirge wurde unter Tertiär und mächtiger Jurabedeckung in 524 m Teufe angetroffen. Die aus den Teufen 554—563 m und 620—623 m gewonnenen Kerne waren ein graues schieferiges Tongestein und ein glimmeriger toniger Sandstein, über dessen Zugehörigkeit zum Produktiven Carbon man hätte zweifelhaft sein können, wenn nicht ähnliche Gesteine bereits aus den früheren Bohrungen bekannt geworden wären.

Weitere Kerne aus 760—793 m Tiefe bestanden aus bräunlichen und glimmerreichen sandigen Schiefertonen mit Pflanzenresten (Häcksel) und einem glimmerreichen zunächst groben Sandstein, der dann feinkörniger und hellfarbiger wurde und bis 780 m Teufe anhielt. Dann folgte ein unter 10° geneigter sandiger Schieferton und toniger Sandstein, der pflanzliche Reste, aber nur verkohlt und fast unerkennbar, enthielt, hauptsächlich Calamitenstengel, dann auch Cordaitenreste. Den Beschluß der Kernpartie bildet bis 793 m ein feiner weißlicher Sandstein mit einem zum Teil sehr starken Kalkgehalt. Auch der feine sandige Schieferton weist mitunter kalkige Beimengungen auf. Nur eine einzige kaum $^1/_2$ cm starke Kernscheibe lieferte trotz des kleinen Durchmessers von 44 mm noch zwei Pflanzenreste, die sich überraschender Weise als typische Formen der hangenden Muldengruppe erwiesen. Nach den Bestimmungen, die von Herrn Privatdozenten Dr. GOTHAN freundlichst nachgeprüft wurden, handelt es sich um eine große *Neuropteris*-Form (die gleiche Form, die im Bohrloch 13 auftritt) und um eine *Linopteris* mit deutlicher Maschenstruktur, die bis jetzt als ein für die Schichten der Muldengruppe sicheres Leitfossil bekannt ist.

Das Ergebnis der Bohrung ist ein überraschendes; statt

der erwarteten randlichen Unterlage Schichten der Muldengruppe, freilich in einer ungewöhnlichen Form der Ausbildung, flözleer und mit kalkigem Bindemittel der Gesteine wie in 25; darin möchte ich einen Hinweis auf die nahe randliche Begrenzung des Produktiven Carbons durch die bei Samborek ja inzwischen bereits nachgewiesenen Kohlenkalke erblicken. Es sei hier an die oben erwähnte kalkige Beschaffenheit der Schichten des Bohrloches von Mnikow erinnert. Das Bohrloch Samborek ist von dem Bohrloch Beczyn 13, von 25 etwa 12 km entfernt.

B. Das Gebiet nördlich der Weichsel.

1. Das Gebiet zwischen Libiaz, Chrzanow und Alwernia.

Libiaz. In dem Gebiet nördlich von der Weichsel bis zur Strecke der k. k. Staatsbahnlinie (Nordbahn) Oswiecim—Chrzanow liegen Aufschlüsse in erster Linie in der Umgebung von Libiaz vor; hier treten bemerkenswerterweise über dem Steinkohlengebirge mächtige Schichten des Rotliegenden auf, zu welchem Gaebler[1]) auch noch einen Teil der flözführenden Schichten von Libiaz und Gr. Chelm rechnet (l. c. S. 22). Im Gegensatz zu diesem flözführenden Unterrotliegenden stellt er dann die östlich von Libiaz bekannten Permpartieen von Trzebinia Siersza und Kwaczala, zu dem jüngeren Rotliegenden. Gegen diese Identifizierung erhebt neuerdings v. Lozinski[2]) mit Recht Einspruch.

Auch die Gaebler'sche Ausscheidung des flözführenden Unterrotliegenden ist noch in hohem Grade zweifelhaft, da sie nicht auf Beobachtung, sondern lediglich auf Schlußfolgerungen aus Konstruktionen beruht. Die von Gaebler gleichfalls zum Rotliegenden gestellten Schichten von Chelm gehören nach meinen Beobachtungen noch zum Produktiven, nur in den oberen Partieen wie so häufig verfärbten Carbon.

[1]) Das Oberschlesische Steinkohlenbecken. Kattowitz 1909, S. 51.

[1]) Zur Bildungsweise der Konglomerate des Rotliegenden. Jahrb. der k. k. Geol. Reichsanstalt 1912, S. 210.

Auch nach den Angaben, die ich über die pflanzlichen Reste Herrn Privatdozenten Dr. GOTHAN verdanke, erscheint diese Ausscheidung des flözführenden Unterrotliegenden durch GAEBLER nicht zutreffend.

Über Libiaz hat außer GAEBLER[1]) auch PETRASCHEK bereits Angaben veröffentlicht.

Die Bohrungen der Gegend von Libiaz haben angetroffen:

Bohrloch 1. Maniska, Gemeinde Zagorze, 536 m tief.

Bei 82,00 m Steinkohlengebirge
„ 137,70 „ = 0,30 m Kohle
„ 215,20 „ = 0,65 „ „ [Mittel
„ 280,40 „ = 0,65 „ „ einschl. 0,12 m
„ 360,60 „ = 0,40 „ „
„ 385,00 „ = 4,20 „ „ einschl. zweier Mittel von 0,47 und 0,73 m
„ 425,40 „ = 1,80 m Kohle

Bohrloch 2. Modzydlo, Gemeinde Libiaz maly, 472 m tief.

Bei 75,30 m = 0,65 m Kohle
„ 148,40 „ = 0,50 „ „
„ 174,30 „ = 0,30 „ „
„ 205,40 „ = 0,25 „ „
„ 208,80 „ = 0,35 „ „
„ 238,01 „ = 1,39 „ „
„ 262,60 „ = 3,76 „ „
„ 311,07 „ = 1,02 „ „

Bohrloch 3. Libiaz maly, 407 m tief, 300 m Überlagerung.

Bei 305,30 m = 0,10 m Kohle
„ 327,30 „ = 0,70 „ „

[1]) GAEBLER, Zeitschrift für Berg-, Hütten- u. Salinenwesen. 1904. S. 518.

Bohrloch 4. Libiaz wielky, 1036 m tief,
160 m Überlagerung.

Bei 205,60 m = 1,20 m Kohle
„ 263,60 „ = 3,41 „ „
„ 396,90 „ = unreine Kohle 0,49, Mittel 0,20 und Kohle 1,97 m
„ 687,00 „ = 0,40 m Kohle
„ 759,00 „ = 1,95 „ „

Bohrloch 5 nordöstlich vom Dorfe Metkow.

Bei 144 m = 0,30 m Kohle
„ 229 „ = 0,30 „ „
„ 278 „ = 0,35 „ „
„ 300 „ = 1,85 „ „
„ 316 „ = 1,55 „ „
„ 319 „ = 0,30 „ „
„ 358 „ = 0,15 „ „
„ 365 „ = 3,50 „ „
„ 444 „ = 0,25 „ „
„ 487 „ = 1,37 „ „
„ 496 „ = 0,55 „ „
„ 499 „ = 0,45 „ „
„ 518 „ = 0,40 „ „
„ 603 „ = 0,90 „ „
„ 657 „ = 0,75 „ „
„ 831 „ = 3,25 „ „

Die Bohrungen von Libiaz haben zweifellos den innersten jüngsten Teil der westgalizischen Steinkohlenmulde erschlossen, in welcher, wie im entsprechenden Gebiet des großen oberschlesischen Hauptbeckens besondere Verhältnisse obwalten.

Die Facies der Steinkohlengebirgsschichten ist hier eine andere wie in den mehr nach dem Rande zu gelegenen Gebieten; statt der Schiefertone treten hier eingeschwemmte Sandsteine in den Vordergrund, die überall in großer Mächtigkeit nachgewiesen worden sind; mit dem Zurücktreten der Schiefer-

tone verändern und verlieren sich naturgemäß auch die Kohlenbänke.

Durch das Bohrloch 5 wird diese bereits seit langer Zeit bekannte Annahme wiederum bestätigt; der Horizont der Jaworznoer Flöze beginnt erst mit dem bei 831 m auftretenden Flöz, während die Schichtenfolge darüber von 300—500 m dem Horizont der Heinrichsfreude-Flöze (Lazisker Schichten GAEBLER) zuzurechnen sind.

Die bis 300 m Tiefe vorliegenden Schichten müssen dann einer hangenden Flözfolge des Produktiven Carbons angehören, deren Vertreter in Oberschlesien selbst bis jetzt noch nicht bekannt sind. Es liegt aber, wie erwähnt, nach meiner Ansicht keinerlei Notwendigkeit vor, diese Schichten vom Produktiven Carbon abzutrennen und dem Perm zuzuweisen, wie dies neuerdings auch WOJCIK in der Monographie des Krakauer Kohlenbassins getan hat.

Nach freilich wohl nicht ganz sicheren Angaben über ältere Bohrlöcher aus den 70er Jahren wurden in Metkow in einem Bohrloch bei 50 m Tiefe ein Flöz von 5 Fuß 2 Zoll, in einem zweiten bei 61 m ein 1 Fuß mächtiges Flöz, einem dritten ein 2 Fuß 8 Zoll mächtiges Flöz bei etwa 90 m erbohrt. In Maniska hat man bei 54 m ein Flöz von 10 Fuß 6 Zoll, in einem zweiten Bohrloch sogar ein 16 Fuß 4 Zoll starkes Flöz bei 146 m und im dritten Bohrloch eine 10 Fuß mächtige Kohlenbank bei 134 m angetroffen[1]).

In Libiaz-Jaworek ist bei 116 m ein 5 Fuß und in einem anderen Bohrloch bei 121 m ein 8 Fuß 6 Zoll mächtiges Flöz nachgewiesen worden.

Die in Libiaz von der Compagnie Galicienne de Mines abgeteuften Schächte haben eine regelmäßige Lagerung des Steinkohlengebirges, nordsüdliches Streichen und Einfallen unter 10° nach Osten nachgewiesen. Das bei 290 m Teufe angetroffene 3 m Flöz wird abgebaut.

Wie das Gebiet von Ryczow kann auch die Gegend nörd-

[1]) Vergl. die HOHENEGGER'sche Angabe S. 162.

lich vom Weichseltal bis zur Eisenbahnlinie Trzebinia-Alwernia im allgemeinen als aufgeklärt gelten.

Auch hier ist die Entwicklung der Flöze eine günstige, z. T. mit einem Kohlenreichtum, der bisher in weiteren Kreisen in diesem Gebiet von niemandem erwartet wurde.

Zunächst kommen zwei tiefere und ein flaches Bohrloch hier in Frage, die von den Vorbesitzern der Freischürfe, der ehemaligen Weichselgewerkschaft, veranlaßt worden sind.

Eine Flachbohrung bei Zrodla hat lediglich das Vorhandensein des Produktiven Steinkohlengebirges in einer Tiefe von 120 m festgestellt. Die tieferen Bohrungen, zuerst als W. IX und W. X, jetzt als 9 und 10 bezeichnet, sind zwar auch lediglich als Meißelbohrungen ausgeführt, haben aber wichtige und, weil die Bohrungen von sachverständigen Interessenten kontrolliert wurden, auch einwandsfreie Ergebnisse gebracht, die im allgemeinen auch durch die spätere Schlutiussche Kontrollbohrung bestätigt worden sind.

Bohrloch 9. Olczyny.

Dieses Bohrloch steht hart an der Westgrenze des Besitzes bei Olczyny, etwa 4 km östlich von dem oben erwähnten Bohrloch Libiaz 5 bei Metkow; es hat nach 164 m Deckgebirge folgende Flöze durchsunken:

Flöz	1	bei	173,80	m	Teufe	= 0,30	m Kohle
„	2	„	201,80	„	„	= 0,50	„ „
„	3	„	237,80	„	„	= 2,50	„ „
„	4	„	281,60	„	„	= 0,80	„ „
„	5	„	310,10	„	„	= 0,50	„ „
„	6	„	325,00	„	„	= 0,50	„ „
„	7	„	366,50	„	„	= 1,50	„ „
„	8	„	397,50	„	„	= 2,50	„ „
„	9	„	409,00	„	„	= 4,00	„ „
„	10	„	463,00	„	„	= 3,00	„ „

Die Schichtenfolge enthält 5,4 % abbaubare Kohle.

Bohrloch 10. Kwaczala.

Das zweite Bohrloch wurde westlich von Alwernia bei Kwaczala niedergebracht; hier wurden angetroffen:

Flöz	1	bei	228 m	Teufe	= 0,70 m	Kohle
„	2	„	297 „	„	= 1,00 „	„
„	3	„	378 „	„	= 0,90 „	„
„	4	„	508 „	„	= 1,80 „	„
„	5	„	540 „	„	= 3,30 „	„
„	6	„	593 „	„	= 3,00 „	„

Die Schichtenfolge enthält 2,9 % abbaubare Kohle.

Bezüglich der Flözfolgen beider Bohrungen läßt sich zur Zeit nur die Vermutung aussprechen, daß die Flöze 6—8 der Bohrung 9 den Flözen 4—6 des Bohrloches 10 entsprechen; bei der immerhin weiten Entfernung beider Bohrlöcher voneinander (über 6 km) und dem Fehlen von Bohrkernen ist ein genauerer Vergleich nicht möglich.

Bohrloch 8. Rozkochow.

Später wurde im Jahre 1908—1909 3 km südlich von Bohrloch 10, nördlich von Rozkochow, das Bohrloch 8 niedergebracht. Das Steinkohlengebirge wurde nach Angabe der Bohrtabelle nach Durchteufung lediglich tertiärer Schichten (möglicherweise liegen wie in 9 und 10 auch permische Schichten vor) bei 138 m erreicht, bis 1030 m Teufe wurden 17 Flöze festgestellt, darunter:

Flöz	1	bei	168 m	Teufe	= 2,00 m	Kohle
„	3	„	331 „	„	= 0,80 „	„
„	5	„	403 „	„	= 2,15 „	„
„	7	„	712 „	„	= 7,20 „	„
„	8	„	732 „	„	= 0,70 „	„
„	9	„	749 „	„	= 1,95 „	„
„	10	„	833 „	„	= 1,70 „	„
„	11	„	870 „	„	= 3,97 „	„
„	12	„	910 „	„	= 1,20 „	„

Insgesamt sind in 773 m Carbonschichten 21,42 m = 2,7 % abbaubare Kohle vorhanden.

Bei einer Betrachtung des Bohrprofils lag zunächst die Vermutung nahe, daß die zwischen 700 und 870 m Teufe auftretenden mächtigeren Flöze Vertreter der oberschlesischen Sattelflözgruppe seien.

Im Einklang mit dieser Auffassung stand das Auftreten überwiegend schiefriger Schichten mit schwachen Kohlenbänken von 870—1030 m Teufe, während andererseits die sandige Beschaffenheit der Zwischenmittel zwischen den starken Flözen (bis 900 m Teufe treten fast ausschließlich Sandsteine auf) gleichfalls die erstere Deutung gerechtfertigt haben würde.

Doch sprachen gewichtige geologische Gründe gegen die genannte Auffassung. Soweit Kernproben aus der Bohrung von 875—1030 m namentlich aus dem Bereich der mächtigeren Flöze vorlagen, zeigten die Gesteine typische Merkmale petrographischer wie paläontologischer Art für die jüngere Muldengruppe.

Ebenso erwies sich auch die letzte flözarme Kernpartie als durchweg abweichend von den Tenczyneker Schichten, sondern gleichfalls noch zu den Schichten gehörig, die im oberschlesischen Kohlenrevier über den Sattelflözen auftreten.

Da aus den beiden älteren Bohrlöchern 9 und 10 keine Gesteinsproben untersucht werden konnten, ist es naturgemäß schwierig, die in diesen Bohrlöchern aufgeschlossene Schichtenfolge mit der im Bohrloch 8 durchteuften zu vergleichen.

Augenscheinlich handelt es sich bei den ersteren beiden Bohrungen um jüngere Horizonte, deren Äquivalente in den oberen Schichten der Bohrung 8 zu suchen sind.

Hierfür spricht auch das Auftreten der charakteristischen flözarmen Partie, die auf die gleichartigen Schichten der Bohrungen 7 und 12 hinweist.

Darnach wird die Auffassung die zutreffendste sein, daß auch Bohrloch 8 unmittelbar über dem Horizont des Steinkohlengebirges steht, in welchem die Sattelflöze auftreten müssen, wenn sie hier, wie zu erwarten, entwickelt sind.

Eine Streichbestimmung ergab nordsüdliches Streichen mit einem Einfallen von 5^0 nach Westen.

Bohrloch 11. Regulice.

Das 1909—1910 zur Ausführung gelangte Bohrloch Nr. 11 bei Nieporaz nördlich von Regulice ist noch in dem Bereich der Grabenversenkung gekommen, die längs der Nordbahn-

strecke zwischen Trzebinia und Krzeszowice eine beträchtliche Absenkung der Oberfläche des Steinkohlengebirges bedingt.

Das Steinkohlengebirge wurde erst bei 714 m Teufe angetroffen. Das Deckgebirge besteht bis 306 m aus Jura und Trias, dann aus Schichten des Rotliegenden, denen zwischen 560 und 593 m Porphyrdecken zwischengeschaltet sind.

Im Steinkohlengebirge wurden dann bis 993 m Teufe folgende Kohlenbänke durchbohrt:

Flöz	1	bei	729	m	Teufe	= 0,35	m	Kohle
„	2	„	843	„	„	= 0,64	„	„
„	3	„	882	„	„	= 0,20	„	„
„	4	„	885	„	„	= 0,40	„	„
„	5	„	899	„	„	= 0,10	„	„
„	6	„	903	„	„	= 0,25	„	„
„	7	„	909	„	„	= 0,10	„	„
„	8	„	912	„	„	= 0,25	„	„
„	9	„	915	„	„	= 0,94	„	„ und 0,30 m
„	10	„	992	„	„	= 0,65	„	„ [Mittel

Kerne lagen zur Untersuchung nicht vor.

Trotz der schwachen Flöze scheint aber die durchbohrte Schichtenfolge noch zur oberschlesischen Muldengruppe zu gehören. Die Ergebnisse der Bohrungen von Mloszowa und Dulowa stimmen mit dieser Auffassung überein.

Bohrloch 18. Pila.

Die zweite in dem nördlichen Gebiet 1910 niedergebrachte Bohrung ist gleichfalls noch in den Bereich der Grabenversenkung gekommen, in welcher das Bohrloch 11 steht. Doch ist der Betrag der Absenkung hier nicht mehr so groß, da das Steinkohlengebirge unter Jura-, Trias- und Permschichten bei 575 m Teufe erreicht wurde.

Wenn allerdings die hier erbohrten 50 m mächtigen gelbbraunen Sandsteinschichten, von denen mir Proben nicht vorlagen, noch zu dem mächtig entwickelten Perm gehören sollten, so läge die Oberfläche des Carbons erst bei 626 m Teufe.

Die Bohrung wurde im Steinkohlengebirge bis 687.85 m vorgetrieben; sie wies drei Flöze nach;

Flöz	1	bei	629 m	Teufe	= 0,40 m	Kohle		
„	2	„	681 „	„	= 5,05 „	„	mit 0,20 m Mittel	
„	3	„	687 „	„	= 2,20 „	„	einschl. eines kohligen Schiefermittels.	

Der Prozentsatz abbaubarer Kohle ist mindestens 6,83 %. Diese Flöze sind noch hangende Flöze.

Bohrloch 24. Pogorcyce.

Das unmittelbar an der Haltestelle Pogorzyce niedergebrachte Bohrloch, 1910—1911 ausgeführt, ergab bis 11,40 m Sande des Diluviums, dann Rötkalke und typische Rötmergel bis 46,80 m Teufe. Die erzführenden Dolomite des Muschelkalkes fehlen hier schon. Dann folgen rote Tone und Sandsteine des Perms. Der bei 308 m angetroffene gelbgraue Sandstein gehört zum Carbon. Die bei 890 m eingestellte Bohrung hat folgende Flöze nachgewiesen:

Flöz	1	bei	311,45 m	Teufe	= 0,85 m	Kohle		
„	2	„	359,40 „	„	= 0,30 „	„		
„	3	„	397,00 „	„	= 0,65 „	„		
„	4	„	570,75 „	„	= 1,65 „	„	einschl. 0,25 m Mittel	
„	5	„	577,30 „	„	= 1,75 „	„		
„	6	„	588,20 „	„	= 0,40 „	„		
„	7	„	714,95 „	„	= 0,55 „	„		
„	8	„	735,70 „	„	= 3,05 „	„	einschl. 0,20 m Mittel	
„	9	„	742,95 „	„	= 0,45 „	„		
„	10	„	868,80 „	„	= 5,10 „	„	einschl. 0,10 m Mittel	

Auf 558 m Carbonschichten entfallen 13,90 m = 2,5 % abbaubare Kohle.

Bohrloch Pogorcyce.

Im Freischurfgebiet der Zinkhütten-A.-G. vormals Dr. Lowitsch südlich von Chrzanow ist zur Zeit eine Bohrung nördlich von Pogorcyce vollendet, die ich 1910 und 1911 untersucht habe. Das Steinkohlengebirge wurde in dieser insgesamt 753 m tiefen Bohrung unter geringer Bedeckung mit Trias-Geröllen und Sandsteinen und Tonen des Rotliegenden bei 61 m Teufe erreicht.

Insgesamt wurden durch die Bohrung folgende Flöze nachgewiesen:

1.	von	61,93 m	bis	62,78 m	=	0,85 m	Kohle
2.	„	129,16 „	„	130,16 „	=	1,00 „	„
3.	„	191,28 „	„	192,93 „	=	1,65 „	„
4.	„	294,41 „	„	295,10 „	=	0,69 „	„
5.	„	353,30 „	„	354,95 „	=	1,65 „	„
6.	„	362,90 „	„	365,80 „	=	2,90 „	„
7.	„	400,70 „	„	401,30 „	=	0,30 „	„
8.	„	521,60 „	„	523,18 „	=	1,58 „	„
9.	„	545,63 „	„	547,03 „	=	1,40 „	„
10.	„	613,10 „	„	616,45 „	=	3,35 „	„
11.	„	690,00 „	„	694,52 „	=	4,52 „	„
12.	„	730,30 „	„	735,73 „	=	5,43 „	„

Wenn man lediglich die Flöze über 1 m Stärke in Rechnung zieht, so sind insgesamt 24,88 m Kohle, das sind rund 4 %, in abbaubaren Flözen vorhanden.

Die Bohrung hat in etwas geringerer Tiefe wie die vorige die Horizonte des Bohrloches Bycyna (siehe S. 216) erreicht und darunter noch Flöze der Gruppe von Niedzieliska aufgeschlossen.

Das Ergebnis steht mit dem allgemeinen Bild der Lagerungsverhältnisse durchaus im Einklang.

Auch durch die mir mitgeteilten Analysenergebnisse ist es als erwiesen zu betrachten, daß die mächtigen Flöze in der unteren Partie des Bohrloches bereits älteren Horizonten, als die Jaworznoer bezw. die Sierszaer Flöze sind, angehören.

Bohrloch Koscielec.

Das zweite infolge der günstigen Ergebnisse des ersten Bohrloches nördlich von diesem bei Koscielec angesetzte Bohrloch ist noch im Abteufen begriffen; abgeschlossene Resultate können daher noch nicht mitgeteilt werden. Das Deckgebirge besteht bis 27,50 m aus Braunem Jura, dann bis 50 m aus Oberer Trias (Keuper, Oberer und Mittlerer Muschelkalk) und den Dolomiten des Unteren Muschelkalkes, die bis 102,60 m Tiefe reichen. Darunter folgen die Kalksteine des Unteren Muschelkalkes und die mergeligen Dolomitschichten des Röt, in denen die Bohrung z. Z. steht.

2. Das Gebiet von Jaworzno und Siersza.

In diesem Gebiet, dessen bergbauliche Verhältnisse wiederholt, zuletzt von Gaebler[1]) beschrieben wurden, sind wichtige neuere Aufschlüsse nicht bekannt geworden.

Über eine neuerdings auf der Mathildegrube bei Chrzanow niedergebrachte größere Tiefbohrung können Mitteilungen noch nicht gemacht werden.

Für das weitere Gebiet zwischen Chrzanow und Jaworzno bietet die Bohrung Bycyna immer noch den einzigen Aufschluß von Bedeutung.

Bohrloch Bycyna.

Diese im Jahre 1902 durch die damalige Deutsche Tiefbohr-A.-G. Nordhausen im verliehenen Feld der Rosalie-Grube (G. v. Kramstasche Gewerkschaft) am nördlichen Ausgang des Dorfes Bycyna niedergebrachte Bohrung wurde während ihrer Ausführung von Professor Potonié und mir untersucht, als sie eine Teufe von 525 m erreicht hatte.

Unter rund 16 m Diluvium, 49 m Trias und 92 m permischen Schichten wurde die Steinkohlenformation bei 157 m Teufe erbohrt, zunächst mit folgenden Flözen:

Flöz 1 = 1,90 m einschl. 20 cm Brandschiefer in 159,30 m Teufe
„ 2 = 0,90 „ in 184,00 m Teufe
„ 3 = 1,30 „ „ 206,00 „ „
„ 4 = 0,40 „ „ 218,10 „ „
„ 5 = 0,50 „ „ 368,60 „ „
„ 6 = 0,60 „ „ 401,60 „ „
„ 7 = 1,20 „ „ 426,20 „ „
„ 8 = 0,50 „ „ 428,00 „ „
„ 9 = 4,50 „ einschließlich 15 cm Mittel in 522,70 m Teufe.

Auf Grund des Befundes der Untersuchung stellten wir damals sofort fest, daß die Schichten zu den hangenden Schichten des oberschlesischen Steinkohlenbeckens gehörten.

[1]) Gaebler, Neues aus dem Oberschlesischen Steinkohlenbecken. Zeitschrift für Berg-, Hütten- und Salinenwesen 1904.
— Das Oberschlesische Steinkohlenbecken. Kattowitz 1909.

Im Vergleich zu den nördlich gelegenen Grubenfeldern von Jaworzno ergab sich nach dem allgemeinen Einfallen der Schichten und nach den vorhandenen Versteinerungen und den analogen Verhältnissen im oberschlesischen Hauptbecken, daß die Schichten des Tiefbohrloches von Bycyna noch über den Schichten von Jaworzno liegen mußten, daß diese Flöze also noch zu erwarten waren; und es wurde darum zur Fortsetzung der Bohrung geraten. Man erbohrte dann noch Flöz 10, ein Flöz von 2,05 m Kohle einschließlich 0,10 m Mittel in 579,40 m Teufe, und Flöz 11 mit 5 m Mächtigkeit einschließlich 0,70 m Mittel bei 607 m Teufe.

Die Bohrung wurde bei 650 m Teufe im Sandstein eingestellt.

Im 493 m Steinkohlengebirge sind insgesamt 19 m Steinkohle, davon, wenn man die Flöze von 0,40 m und 0,50 m außer Rechnung setzt, 16,5 m = 3,5 % abbaubare Kohle enthalten.

Die Tiefbohrung Bycyna hat aber noch nicht sämtliche Flöze von Jaworzno angetroffen.

Das in 518 m Teufe durchbohrte 4,50 m Flöz entspricht dem hangenden Friedrich August-Flöz der Jaworznoer Gruben.

Die Schichten der Steinkohlenformation in dem nordwestlichsten Teile Westgaliziens sind durch ihren Zusammenhang mit den Ablagerungen in Oberschlesien in ihrer stratigraphischen Stellung ziemlich genau bekannt, wenn gleich auch noch nicht überall sichergestellt. Sie gehören einer allgemeinen zur Tagesoberfläche herauskommenden Erhebung des Carbons an, die sich einerseits von Russisch-Dombrowa und Myslowitz über Sczakowa bis Siersza, andererseits über Niedzieliska und Jaworzno verfolgen läßt.

Südlich von Jaworzno erfolgt ebenso wie nördlich ein unvermitteltes Absinken der Carbonoberfläche zu dem Graben von Trzebinia-Krzeszowice und dem von Chrzanow-Lendzin, die mit permischen und Trias-Ablagerungen erfüllt sind.

Während die Carbonoberfläche bei Siersza z. B. noch die Ordinate + 355 m aufweist, wurde sie bei Trzebinia erst in 450 m Teufe erreicht.

Die bis jetzt durch Bergbau aufgeschlossenen Schichten haben nahe der preußischen Landesgrenze ein zunächst südöstliches Einfallen; bei Jaworzno erfolgt eine scharfe Umbiegung desselben in ein östliches. In der Richtung auf Sczakowa zu tritt dann eine Muldenwendung ein, da die in den Sierszaer Gruben gebauten Flöze in ostwestlicher Richtung streichen und nach Süden einfallen.

Südöstlich von Siersza muß man dann wiederum eine scharfe Wendung des Streichens nach Süden und ein nach Westen gerichtetes Einfallen annehmen; die Aufschlüsse bei Filipowice nördlich und bei Tenczynek, sowie die südlich von Krzeszowice anstehenden Carbonschichten, welche nach Westen einfallen, setzen eine derartige Annahme als wahrscheinlich voraus.

Die Annahme von Wojcyk, daß die bei Filipowice und und Miekinia anstehenden Carbonschichten jüngeren, ev. permischen Alters seien, wird durch den beobachteten Zusammenhang dieser Schichten mit dem untercarbonischen Kohlenkalk und die Fauna führenden flözleeren Schichten dieser Gegend widerlegt.

Leider sind in dem gesamten Gebiet, von Bohrungen bei Myslowitz abgesehen, wenig neuere Aufschlüsse bekannt.

Gebiet von Siersza.

Das Fehlen neuerer Aufschlüsse in der Umgebung der Sierszaer Gruben ist besonders zu bedauern, weil gerade hier eine größere Tiefbohrung außerordentlich wichtige Aufschlüsse bringen müßte. Namentlich müßte sich hier die Frage, ob in diesem Teile Westgaliziens noch mit dem Auftreten der Sattelflöze zu rechnen ist, und in welchem Abstande diese von den mächtigen Sierszaer Flözen liegen, entscheiden lassen, ebenso wie die Flöze von Niedzieliska sich zu den Flözen von Jaworzno verhalten, mit denen sie nach meiner Ansicht zum Teil identisch sind.

Freilich erscheint es nach den Aufschlüssen im südlichen Weichselgebiet durchaus nicht sicher, ob die Sattelgruppe hier überhaupt noch vertreten ist. Jedenfalls wäre nach meiner Auf-

fassung der Abstand der Randgruppe von der Sierszaer Flözgruppe nicht so groß, als man bisher allgemein anzunehmen geneigt ist.

Wie oben bereits erwähnt, liegt z. B. bei Trzebinia südöstlich von Siersza das Carbon erst in beträchtlicher Tiefe unter der Tagesoberfläche. Eine alte Bohrung (auf dem Raffineriehof in Trzebinia niedergebracht) hat nach BARTONEC das Steinkohlengebirge erst bei 441 m Tiefe erreicht.

Flöze wurden nicht durchbohrt; das Profil ist:

0— 93 m Diluvium und Miocän,
93—247 „ Weißer und Brauner Jura,
247—335 „ Trias,
335—441 „ Perm,
441—500 „ Carbon.

Das Bohrloch wird nach den Angaben BARTONEC's von mehreren Störungen durchsetzt.

Bohrloch Mloszowa.

Auch die 1908 von mir untersuchte Bohrung Mloszowa hat die Oberfläche des Steinkohlengebirges erst in etwa der gleichen Teufe erreicht. Neben schwachen diluvialen Schichten wurde Gips und kalksteinführender Tegel bis 90 m, dann bis 100 m Jura, bis 210 m Trias, Kalksteine und Dolomite des Muschelkalkes durchbohrt.

Dann folgen stark durch Nachfall kalkiger Gesteine verunreinigte Proben eines rötlichen Sandsteines, gelegentlich auch mit Kohlepartikelchen, die feinkörnig und kalkfrei sind, der von mir in seiner Gesamtheit noch zum Perm gestellt wurde. Die Grenze gegen das Steinkohlengebirge könnte nach den vorliegenden Proben aber auch ziemlich willkürlich schon bei 260 m oder 390 m Teufe gewählt werden.

Man kennt auch in Oberschlesien, namentlich im westlichen Teile des dortigen Steinkohlenbeckens, rot gefärbte Schichtenfolgen aus Sandsteinen und Schiefertonen von erheblicher Stärke, die dann nur durch zufällig erhaltene Pflanzenreste ihre Zugehörigkeit zum Steinkohlengebirge erweisen.

Von 390 m Teufe ab sind ausschließlich Sandsteine entwickelt, die den carbonischen durchaus gleichen und nur ihrer roten Farbe wegen noch nicht zum Carbon gerechnet werden können, aber auch nur, weil keine paläontologischen Gegenbeweise vorhanden sind.

Möglicherweise werden spätere Funde Veranlassung geben, diese roten Sandsteine doch schon zum Steinkohlengebirge zu rechnen.

Im Steinkohlengebirge wurden nun folgende Flöze durchbohrt:

Flöz	1	mit	3,85	m	Kohle	bei	474	m	Teufe
„	2	„	2,70	„	„	„	533	„	„ dazu 0,30 m
„	3	„	1,90	„	„	„	547	„	„ [Mittel
„	4	„	1,10	„	„	„	553	„	„
„	5	„	2,15	„	„	„	599	„	„
„	6	„	1,50	„	„	„	603	„	„
„	7	„	0,70	„	„	„	605	„	„

Die Gesteinsmittel bestehen überwiegend aus weißem, gelblichem und grauem Sandstein, der bis 490 m Teufe feinkörnig, von da bis 500 m häufig grobkörniger ist und in größerer Teufe gelegentlich feinkörnig, zugleich etwas toniger und glimmerführend wird. Die tonigen Partieen gehen, wie die Kernproben zeigen, in schiefrigen Sandstein und sandigen Schieferton über.

Die Lagerungsverhältnisse sind regelmäßig, der Fallwinkel ist, soweit die wenigen Kernproben erkennen lassen, flach und beträgt nicht über 8—10°.

Die im Bohrloch Mloszowa durchbohrte Schichtenfolge des Steinkohlengebirges gehört zur oberschlesischen Muldengruppe, und zwar zu derselben Flözgruppe, der die Schichtenfolge in Siersza, Jaworzno und Bycyna angehören.

Eine zweite Bohrung in Dulowa hat das Steinkohlengebirge in ähnlicher Tiefenfolge angetroffen.

Bohrloch Dulowa.

Es wurden durchbohrt:

0—120 m = Tertiär,
120—283 „ = Weißer und Brauner Jura,
283—426 „ = Trias,
426—525 „ = Perm,
525—631 „ = Carbon.

Von Flözen wurden angetroffen:

Flöz	1	mit	0,95	m	Kohle	bei	557	m Teufe
„	2	„	0,30	„	„	„	595	„ „
„	3	„	0,20	„	„	„	609	„ „
„	4	„	6,73	„	„	„	629	„ „

Tenczynek.

Über die Flözfolge dieses maximal 900 m mächtigen Carbonvorkommens und seine Stellung zu den Bohrungen bei Zalas habe ich mich bereits früher[1]) geäußert. Der Christinastollen, der die nach SW unter 12° einfallenden Schichten auf etwa 1500 m Stollenlänge durchquerte, gibt immer noch den besten Aufschluß.

Es wurden durchfahren die Flöze:

Andreas . . .	mit	1—1,60	m Kohle
Christina I . .	„	0,80	„ „
Christina II . .	„	0,75	„ „
Adam	„	1,30	„ „

Als neuer Aufschluß kommt eine im Graf Potockischen Park im Hangenden der Tenczyneker Flöze angesetzte Bohrung hinzu, welche das Carbon bei 58 m und darin folgende Kohlenbänke nachgewiesen hat:

Bei	93	m	Teufe	= 0,35	m Kohle
„	125	„	„	= 0,35	„ „
„	125,5	„	„	= 0,45	„ „
„	142	„	„	= 0,15	„ „
„	145	„	„	= 0,10	„ „

[1]) Vergl. Michael, Über neuere Aufschlüsse untercarbonischer Schichten am Ostrande des Oberschlesischen Steinkohlenbeckens. Dieses Jahrb. für 1907, S. 186 ff.

Bei	151	m	Teufe	= 0,10	m	Kohle
„	152	„	„	= 0,20	„	„
„	217	„	„	= 1,30	„	„
„	227	„	„	= 0,45	„	„
„	233	„	„	= 0,70	„	„
„	249	„	„	= 0,85	„	„
„	259	„	„	= 0,90	„	„
„	262	„	„	= 0,50	„	„
„	274	„	„	= 0,20	„	„
„	276	„	„	= 0,40	„	„
„	342	„	„	= 1,70	„	„
„	370	„	„	= 0,65	„	„
„	404	„	„	= 0,45	„	„

In dieser Schichtenfolge liegen die Tenczyneker Flöze und einige schwächere Kohlenbänke im Hangenden (von 400 bis 500 m sind flözleere Schichten durchbohrt worden)[1], aber noch nicht Schichten vom Alter der in den Bohrungen von Zalas aufgeschlossenen Schichtenfolge. Diese Schichten sind seither noch nicht wieder angetroffen worden.

Es bleibt also, da auch die bisherigen Stollen darüber sichere Aufschlüsse noch nicht gebracht haben, noch festzustellen, ob die Tenczyneker Flöze tatsächlich die ältesten Flöze des galizischen Bezirkes sind.

Auffällig ist, daß typische marine Fauna, wie sie in den Aufschlüssen aus dem Bereich der Randgruppe stets und auch sofort selbst in den kleinen Bohrkernstücken auftritt, in Tenczynek überhaupt noch nicht bekannt geworden ist. Von häufigeren Tierresten wird nur *Lingula squamiformis* Phill. genannt[2].

---

[1] Vergl. hierzu auch Petraschek, Ergebnisse neuer Aufschlüsse im Randgebiet des galizischen Carbons. Verh. der k. k. geol. Reichsanstalt 1909, S. 367 und 368.

[2] Vgl. Szajnocha, Einige Worte über den geologischen Bau des Gebietes von Krakau. Führer zu den Exkursionen des internationalen Geologen-Kongresses, Wien 1903.

WISNIOWSKI[1]) erwähnt von Bivalven *Anthracomya* cfr. *pulchra* HINDE, *Najadites* und die von A. SCHMIDT[2]) bestimmte *Carbonicola aquilina* SOW.

Auch diese Tatsache weist der kleinen Kohlenpartie von Tenczynek noch eine gewisse Sonderstellung zu; sie ist eher den hangenderen Partieen der Randgruppe, vielleicht noch höheren Schichten zuzurechnen.

Wichtige Ergebnisse hat eine neuere Bohrung westlich von Tenczynek gebracht.

Bohrung Rudno.

Die in dem früheren Kulkaschen Grubenfelde von der Österreichischen Bohr- und Schurfgesellschaft, G. m. b. H., Wien, 1910—1911 niedergebrachte 544 m tiefe Bohrung hat das Steinkohlengebirge unter Jura- und Permbedeckung bei 247 m Teufe erreicht und folgende Flöze durchbohrt:

Flöz 1 bei 252,94 m Teufe = 1,92 m Kohle
„ 2 „ 276,89 „ „ = 0,81 „ „
„ 3 „ 341,15 „ „ = 3,30 „ „ einschl. 0,33 m Mittel: 0,12 m Kohle, 0,33 m Mittel, 2,85 m Kohle
„ 4 „ 362,65 m Teufe = 2,63 m Kohle
„ 5 „ 442,00 „ „ = 2,67 „ „
„ 6 „ 500,56 „ „ = 1,05 „ „ einschl. 0,15 m Mittel.

Kernmaterial dieser Bohrung, deren Ergebnisse mir von Herrn Bergrat BAUER freundlichst mitgeteilt wurden, stand mir leider nicht zur Verfügung, so daß ich mich über die Stellung der Schichten nur unter Vorbehalt äußern kann. Weder die Schichten der Randgruppe noch die Tenczyneker Schichten wurden erreicht; die Flöze gehören vielmehr der oberschlesischen Muldengruppe, und zwar den tieferen Partieen derselben an, aber nicht dem Jaworznoer Horizont.

3. Das östliche Gebiet.

Das südlich von Tenczynek und östlich von einer Ver-

[1]) a. a. O. 1911, S. 613.
[2]) Jahrb. der k. k. geol. Reichsanstalt 1909.

bindungslinie Alwernia-Ryczow gelegene Gebiet ist bislang nur durch wenige Bohrungen untersucht worden.

Brodla. Eine ältere Bohrung wurde von der Gräfin Henckelschen Verwaltung in der Gegend von Brodla[1]) niedergebracht, aber vorzeitig aufgegeben; sie hat mit 395 m Teufe die Unterlage der permischen Schichten noch nicht erreicht. Augenscheinlich ist die Bohrung kaum 50 m über dem Steinkohlengebirge eingestellt worden.

Bohrloch 21. Mirow. Bohrloch 21 wurde 1911 bei Mirow in der Nähe der Eisenbahnstation Zrodla angesetzt.

Das Steinkohlengebirge wurde unter Permbedeckung bei 339 m Teufe erbohrt. Es wurden folgende Kohlenbänke festgestellt:

Flöz 1	bei 339,95 m	Teufe	= 0,35 m	Kohle	
„ 2	„ 416,10 „	„	= 0,60 „	„	
„ 3	„ 453,05 „	„	= 0,05 „	„	
„ 4	„ 454,15 „	„	= 0,05 „	„	
„ 5	„ 586,60 „	„	= 0,15 „	„	
„ 6	„ 605,85 „	„	= 0,65 „	„	
„ 7	„ 641,60 „	„	= 2,00 „	„	
„ 8	„ 647,05 „	„	= 0,45 „	„	[Mittel
„ 9	„ 691,75 „	„	= 1,35 „	„	und 0,85 m kohlige
„ 10	„ 694,40 „	„	= 4,40 „	„	(zwischen 9 und 10 kohlige Schiefer)
„ 11	„ 821,00 „	„	= 0,70 „	„	und 0,30 m Mittel
„ 12	„ 836,00 „	„	= 0,50 „	„	
„ 13	„ 855,20 „	„	= 0,90 „	„	
„ 14	„ 910,00 „	„	= 0,45 „	„	
„ 15	„ 918,50 „	„	= 7,20 „	„	
„ 16	„ 920,55 „	„	= 0,65 „	„	[mittel.
„ 17	„ 962,10 „	„	= 5,65 „	„	u. kohlige Schiefer-

Insgesamt wurden in 631 m Carbonschichten 22,10 m abbaubare Kohle = 3,5 % der Schichtenfolge erbohrt.

[1]) Vergl. Michael, Zeitschr. d. D. geol. Ges. Bd. 56, 1904, S. 142.

Von einer großen Bedeutung ist das Ergebnis des Bohrloches 17, welches 1910 bei Przeginia, südöstlich von Brodla niedergebracht worden ist. Dieses Bohrloch liegt von Nr. 4 etwa 6 km in nordöstlicher Richtung entfernt. Das Steinkohlengebirge wurde hier schon bei 143 m erreicht; die Überlagerung besteht aus 70 m Tegel und 70 m Jurakalkstein. In der Bohrung wurden bis 811 m Tiefe 13 Flöze erbohrt, und zwar: Bohrloch 17. Przeginia.

Flöz	1	bei	197,45 m	Teufe	= 0,22 m	Kohle		
„	2	„	237,94 „	„	= 0,14 „	„		
„	3	„	338,92 „	„	= 0,75 „	„		
„	4	„	343,21 „	„	= 0,39 „	„		
„	5	„	408,82 „	„	= 0,55 „	„	inkl. 0,15 m Mittel	
„	6	„	410,27 „	„	= 0,25 „	„		
„	7	„	479,28 „	„	= 4,50 „	„	inkl. 0,50 m Mittel	
„	8	„	543,90 „	„	= 0,10 „	„		
„	9	„	551,70 „	„	= 7,20 „	„	inkl. 1,00 m schief-	
„	10	„	610,80 „	„	= 0,25 „	„	[rige Mittel	
„	11	„	617,22 „	„	= 2,90 „	„	davon 0,95 m Kohle	
„	12	„	660,95 „	„	= 0,20 „	„	[und Schieferton	
„	13	„	731,90 „	„	= 0,27 „	„		

Der Prozentsatz abbaubarer Kohle (15,79 m) in 562 m Carbon = 2,8 %.

Auch beim sechsten Flöz verzeichnet die Bohrtabelle noch weiter 2,75 m kohligen Schiefer, so daß es sich auch hier um ein größeres Flöz gehandelt haben muß.

Jedenfalls ist dieses Bohrloch wichtig schon durch die Tatsache allein, daß hier noch flözführendes Carbon vorhanden ist.

Die flözleeren Schichten von Zalas können demnach nicht, wie man früher z. B. nach der BARTONEC'schen Konstruktion des Beckenrandes annehmen mußte, soweit nach Süden fortsetzen. Sie sind erst etwa in der Gegend von Sanka zu erwarten.

Schon aus dem Auftreten der mächtigen Flöze geht hervor, daß es sich auch hier zunächst noch um jüngere Schichten handelt. Man könnte bei den zwischen 4 und 600 m ange-

troffenen Schichten, bei denen die Sandsteine durchaus überwiegen, an Sattelflöze denken. Die Pflanzenreste, u. a. nach den Bestimmungen Dr. Gothan's *Alethopteris Serloi* aus 318 m, daneben häufiger *Neuropteris*, beweisen zwar lediglich die Zugehörigkeit zu der Muldengruppe, aber ebenso steht es auch hier wieder fest, daß von etwa 630 m Teufe ab bereits Schichten der Randgruppe mit mariner Fauna vorhanden sind.

Der hier durchbohrte sandige Schieferton ist feinschuppig und glimmerig. *Sphenophyllum tenerrimum* findet sich häufig. Zwischen 771—774 m wurde ein Sandstein mit einem dolomitischen Bindemittel durchbohrt.

Durch die Bohrung Przeginia wurde die Flözführung der über 6 km breiten Zone zwischen den Bohrlöchern 4 und 17 bewiesen; in einem Gebiete, dessen Kohleführung bisher berechtigten Zweifeln begegnen mußte, greifen hier ähnliche günstige Verhältnisse Platz wie in dem Gebiet von Ryczow.

Nach dem Ergebnis von 17 war auch eine weitere Ausdehnung der Flözführung noch über die 6 km Zone nach Osten hinaus sehr wohl möglich.

Bohrung 22. Czulowek.

Deshalb wurde eine neue Bohrung bei Czulowek 4 km östlich von 17 angesetzt; doch erwies sich die gewählte Entfernung als zu groß. Die Bohrung hat nach Tertiär- und Juraüberlagerung bei 307 m Teufe wohl das Carbon erreicht, aber nur bei 378 m Teufe = 0,20 m Kohle, sonst nur völlig flözleere, sandige, glimmerige Schiefertone und Sandsteine angetroffen, ohne jegliche pflanzlichen Reste, dagegen stellenweise mit mariner Fauna, die bereits bei 540 m auftritt, namentlich bei 820 m in dem tonigen Sandstein ein wahres Konglomerat bildet, aber auch anderwärts sich, wenn auch in undeutlichen Resten, in der Schichtenfolge noch häufig (bei 777, 793 und 796 m Teufe) vorfindet.

Die Schichten sind stark zerklüftet und stehen steil; es ist kein Zweifel, daß schon die oberen Schichten der Randgruppe angehören.

Die Kernproben der tieferen Schichten bestanden vornehmlich aus einem sandigen, glimmerigen Schiefer. Die Fauna läßt durch das Vorwalten einiger Formen den Schluß zu, daß hier nicht nur Schichten der Randgruppe, sondern schon Schichten der tiefsten Ablagerungen des Steinkohlengebirges überhaupt vorliegen. Die sandigen Schiefertone und Sandsteine erinnern an die Schichten von Golonog[1]) und an die Schichten, welche bei Zalas die tiefsten Schichten unmittelbar über dem Culm darstellen, ebenso an die liegendsten Partieen des Bohrlochs 12 Bachowice. Ich nehme daher an, daß die Bohrung bereits in den untercarbonischen flözleeren Schichten im engeren Sinne des Wortes steht.

Bohrung 29. Kamien.

Eine westlich von Bohrloch 17 niedergebrachte Bohrung 29 hat zunächst 45—83 m Kalkstein des Weißen Jura, dann Schichten des Braunen Jura durchbohrt. Weitere Ergebnisse liegen zur Zeit noch nicht vor.

Bohrloch 30. Przeginia Barodowa.

Wegen des Ergebnisses von 22 wurde zur Feststellung der östlichen Begrenzungslinie der Flözführung das Bohrloch 30 angesetzt, welches noch nicht abgeschlossen ist.

Allgemeine Ergebnisse der bisherigen Bohrungen.

Die bisherigen Bohrungen sind geeignet, eine Vorstellung von dem überaus großen Kohlenvorrat des gesamten Weichselgebietes zu geben.

Nur die Bohrlöcher Przeciszow, dann Nr. 2, 15, 26, 23, 14, 11 und 13 haben schwächere Flöze angetroffen, die übrigen sämtlich starke Flöze bezw. die Schichten dieser mächtigen Flözgruppen.

In den meisten Bohrlöchern (17, 9, 10, 12, 7, 19, 3, 4) liegen die Flöze in geringerer Teufe als 600 m, bei 18, 8 und nochmals bei 3, 4 und 21 treten die mächtigen Flöze zwischen 600 und 800 m Teufe auf.

[1]) Vgl. die neueren Ergebnisse bez. der Fauna bei Cramer, Die Fauna von Golonog. Dieses Jahrbuch 1910, S. 129 ff.

Mit derartigen Ziffern muß das ungünstige Vorurteil, welches bisher in weiteren Kreisen gegen den westgalizischen Anteil des oberschlesischen Steinkohlenreviers vorhanden war, endgültig beseitigt erscheinen.

Durch das Weichselgebiet kommt zu den bisher bekannten Flächen des Produktiven Steinkohlengebirges ein außerordentlich großes Areal hinzu, welches manchem bisher ausgebeuteten Grubenfelde des oberschlesischen Bezirkes in der Kohleführung gleichwertig ist.

Die starken Flöze des Weichselbezirkes erlangen, da unter größerer Überlagerung, naturgemäß bessere Beschaffenheit als dort, wo in den bisher bekannten Vorkommen die mächtigeren Flöze nahe zur Tagesoberfläche ausgehen.

Außerdem ist es für die Beurteilung des Weichselbezirkes von besonderer Wichtigkeit, daß hier Flözgruppen mit gleichfalls starken Flözen nachgewiesen wurden, welche ihrem geologischen Alter nach tieferen oberschlesischen Horizonten entsprechen.

Die Freischurfkomplexe außerhalb des hier umgrenzten Weichselgebietes weisen für die Erreichbarkeit mächtiger abbaubarer Flöze ungünstigere Verhältnisse auf. Die Grenzen der günstigen Flözentwicklung stehen schon heute fest.

Die Hoffnungen und Erwartungen, im Osten gegen Krakau hin neue Kohlengebiete zu erschließen, haben sich nicht erfüllt. Im Süden setzt das Auftreten der flözleeren unterlagernden Schichten oder die übergroße Mächtigkeit des Deckgebirges dem Bergbau wahrscheinlich bald ebenso wie in Österreich-Schlesien eine unüberschreitbare Grenze.

Im allgemeinen liegen die Verhältnisse bezüglich des Deckgebirges in Westgalizien aber erheblich günstiger wie z. B. in dem südlichen Bezirke des oberschlesischen Steinkohlenbeckens auf österreichisch-schlesischem Gebiete, welches in letzter Zeit mehr in den Vordergrund getreten und demzufolge gleichfalls durch neuere Bohrungen erschlossen worden ist. In diesen Bohrungen sind (z. B. Schumbarg, Baumgarten,

Bludowitz, Skotschau, Ellgoth, Batzdorf) mehrfach Überlagerungen von 1000 m und mehr Mächtigkeit festgestellt worden, also Verhältnisse, die einen rationellen Bergbau ausgeschlossen erscheinen lassen[1]).

Im Weichselgebiet sind aber nicht nur die Deckgebirgsverhältnisse im allgemeinen günstiger, sondern es liegen auch die günstigen Verhältnisse gerade im Verbreitungsgebiet der mächtigsten Flözentwicklung vor, das also unter günstigeren Bedingungen aufzuschließen ist. Andererseits sind aber die älteren Schichten mit den starken Flözen nur in dem Weichselgebiet vorhanden, wie der Verlauf ihrer nördlichen Begrenzung innerhalb der Produktiven Carbonschichten zeigt (vergl. die Karte).

Über die Entwicklung des Deckgebirges im einzelnen möchte ich mich an dieser Stelle nur ganz kurz fassen und mir weitere Mitteilungen vorbehalten.

Von Interesse ist die Tatsache, daß im westlichen Weichselgebiet der Jura fehlt; erst östlich des Meridians von Ryczow stellen sich seine Schichten von Tertiär überlagert in wechselnder Mächtigkeit in allen Bohrprofilen ein. Westlich von Ryczow liegt südlich der Weichsel Tertiär direkt auf Carbon. Perm tritt nur im nördlichen Gebiet, in größerer Mächtigkeit in der erwähnten Grabenversenkung auf, hier allein auch von Trias und Jura überlagert.

Wie in anderen Kohlengebieten erfolgt auch hier in dem östlichen Randgebiet in den höheren Horizonten eine andere Entwicklung der Gesteinsschichten und damit eine Verminderung der Kohleführung, die in eine allmähliche Vertaubung übergeht. Auch die Tatsache, daß dieser Übergang sich noch innerhalb der Grenzen des Weichselbezirkes vollzieht, ist bemerkenswert.

---

[1]) Vgl. auch Petraschek, Die tertiären Schichten im Liegenden der Kreide des Teschener Hügellandes. Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt Wien 1912. Nr. 2, S. 75 ff.

In dieser Arbeit wird die Bohrung Bestwina, über deren günstige Ergebnisse oben S. 179 berichtet wurde, S. 92 als »Fehlbohrung« bezeichnet.

Dadurch werden die Aussichten in den östlichen Gebieten auch da, wo das Obercarbon noch auftritt, außerhalb des Weichselbezirkes abbaubare Flöze anzutreffen, sehr gering.

Horizonte der aufgeschlossenen Schichten.

Erst in letzter Zeit ist es möglich geworden, über die Horizonte des im Weichselgebiet nachgewiesenen Steinkohlengebirges Klarheit zu erlangen und den Vergleich mit den bekannten oberschlesischen Ablagerungen durchzuführen.

Die Bohrungen 12, 19, 17 und 13 brachten die erwünschten Unterlagen.

Zu den bereits genannten kam mit als wichtigster Grund die von den normalen oberschlesischen Profilen teilweise recht verschiedene Ausbildung der Schichten hinzu, die naturgemäß auch Abweichungen in der Flözentwicklung zur Folge hatte.

Die bisher in der Literatur vertretenen Ansichten über die Flözentwicklung in dem westgalizischen Weichselgebiete waren irrige, so z. B. die Ausführungen in der Gaebler'schen Monographie des oberschlesischen Steinkohlenbeckens. Dem Verfasser stand allerdings neueres Material für seine Darstellung (1909) nicht zur Verfügung, er war lediglich auf die landläufigen älteren Vorstellungen und seine Kombinationen angewiesen. Von seiner Begrenzung des Beckenrandes, die das tatsächliche Carbongebiet als viel zu klein darstellt, abgesehen, wird hier z. B. (vergl. Taf. 2) im Osten des geschilderten Gebietes eine 8 km breite Zone schon zu den Ostrauer Schichten (Randgruppe) gestellt, die gerade durch ihre Flözführung sich als ein besonders wertvoller Teil und zu der oberschlesischen Muldengruppe gehörig herausstellt.

Auf der anderen Seite wird das Verbreitungsgebiet der jüngsten Schichten von Lazisk von Gaebler zu weit nach Süden, z. B. bis in die Gegend von Polanka Wielka, Bohrloch 2, wo tatsächlich ältere Schichten entwickelt sind, ausgedehnt.

Oberschlesischen Verhältnissen entsprechend lassen sich jetzt auch in Westgalizien geologisch im allgemeinen Schich-

ten über dem Horizont der Sattelflöze (Muldengruppe) und Schichten unter der Sattelgruppe (Randgruppe) unterscheiden.

Auf der beigefügten Karte, Tafel 17, ist die Verbreitung der einzelnen Schichten, soweit die bisher ausgeführten Bohrungen ein Urteil zulassen, zur Darstellung gebracht.

Man erhält ein übersichtliches Bild schon durch die bei den einzelnen Bohrungen gemachten Einschreibungen. In verschiedenartigen Kreisen werden die einzelnen Horizonte (Deckgebirge = ausgezogener Kreis, Muldengruppe = unterbrochener, Sattelgruppe = gestrichelter, Randgruppe = punktierter, flözleere Schichten = zusammengesetzter Kreis) veranschaulicht. Gleichzeitig ist die Unterkante der betreffenden Schicht in den entsprechenden Ziffern und Schriften angegeben, woraus sich die Mächtigkeit derselben ergibt.

Die flächenhafte Verteilung der einzelnen Schichten ist, soweit dies zur Zeit möglich war, in ähnlicher Weise dargestellt.

Mit schräger und weiter Schraffur sind die Gebiete angelegt, in denen des Deckgebirge eine größere Mächtigkeit als 700 m besitzt, und in denen das Produktive Steinkohlengebirge im allgemeinen bisher noch nicht erreicht werden konnte. Hierzu gehört auch das durch die Bohrungen 5, 20 und das Bohrloch Lgota nachgewiesene Auswaschungstal.

Mit schräger Schraffur sind die zur oberschlesischen Muldengruppe gehörigen Flächen (mit Weglassung des Deckgebirges) dargestellt. Hierbei werden im einzelnen noch unterschieden:

a) = der Lazisker Horizont
b) = der Jaworznoer Horizont
c) = der Ryczower Horizont.

In punktierter Schraffur sind die Gebiete angelegt, in denen die Schichten der Randgruppe ausschließlich vorauszusetzen sind; mit unterbrochener Schraffur werden die sicher zur flözleeren Partie des Steinkohlengebirges gehörigen Flächen untercarbonischen Alters bei Zalas hervorgehoben.

Muldengruppe.

a) Lazisker Horizont.

Das Verbreitungsgebiet dieser im zentralen Teile des oberschlesischen Beckens sehr verbreiteten Schichten ist in dem hier behandelten Weichselgebiete nur als geringes zu veranschlagen. Sie sind vorherrschend in der Gegend um Libiaz und nördlich davon entwickelt; die Flözverhältnisse der gesamten Schichtenfolge sind nicht besonders günstige. Von dem engeren Weichselgebiet gehört zu diesem Horizont etwa nur der nördlichste Teil der Oswiecimer Gegend, die unmittelbare Nachbarschaft des Weichseltales. Das starke Flöz des Bohrloches 1 sowie die Ergebnisse von 14 beweisen im Verein mit dem hier durch die südlichen Grubenaufschlüsse bei Brzeszcze festgestellten nahezu westöstlichen Streichen, daß alsbald im Süden ältere Horizonte auftreten müssen.

b) Jaworznoer Horizont.

Im allgemeinen gehören die jüngsten im Weichselgebiet erschlossenen Schichtenfolgen bereits in den Horizont der Jaworznoer und Sierszaer Flöze, eine etwa 300 m mächtige, hauptsächlich durch das Vorwiegen der Sandsteinmittel charakterisierte Schichtengruppe mit mehreren stärkeren Flözen. Es sind dies in dem Gebiet von Jaworzno folgende:

1. Sacher Flöz . . . . . = 2,05 m Kohle
2. Friedrich August-Flöz . . = 4,00 „ „
3. Franziska-Flöz . . . . = 4,50 „ „
4. Jacek-Flöz . . . . . = 5,00 „ „
5. Hruzik-Flöz . . . . . = 2,00 „ „
6. Johann-Flöz . . . . . = 2,50 „ „

Bei Jaworzno hat sich das an der preußischen Landesgrenze festgestellte südöstliche Einfallen der Schichten bereits in ein rein östliches mit nordsüdlichem Streichen gewendet.

Demzufolge hat auch die oben erwähnte Kernbohrung bei Byczyna nordwestlich von Chrzanow die Jaworznoer Flözgruppe in größerer Teufe erreicht, und das Friedrich August-, Franziska- und Jacek-Flöz derselben mit 4,5 m, 2,5 m und 5,00 m Kohlemächtigkeit erst zwischen 500—600 m Teufe nachgewiesen.

Nördlich von Jaworzno muß abermals ein scharfes Umbiegen im Streichen der Schichten erfolgen, da die in den Sierszaer Gruben gebauten Flöze in südöstlicher Richtung streichen und nach Süden einfallen. In Siersza sind bisher nur die Flöze:

Elisabeth . . = 1,80 m Kohle
Isabella . . = 5,50 „ „
Adam . . . = 5,50 „ „
Arthur . . . = 6,50 „ „

nachgewiesen, die aber höchstwahrscheinlich den oben genannten Jaworznoer Flözen entsprechen.

Südlich von Siersza muß man dann wiederum eine Wendung des Streichens in eine mehr östliche Richtung annehmen; der Jaworznoer Horizont ist wie erwähnt in den Tiefbohrungen von Mloszowa und Dulowa aufgeschlossen worden.

Möglicherweise gehören die tieferen Flöze der ersteren Bohrung z. T. bereits schon dem nächst tieferen Horizont an.

Jedenfalls ist aber die Jaworznoer Flözgruppe über die genannten Aufschlüsse bis an die Weichsel zu verfolgen.

Im Bohrloch 11 sind ihre Vertreter augenscheinlich durch Erosion beseitigt. In 18 sind sie entwickelt, wie aus den Ergebnissen des Bohrloches Pogorzyce zu schließen ist, wo außer den Jaworznoer noch ältere Flöze erbohrt wurden.

Die Bohrlöcher 9 und 10, desgleichen die obere Partie von 8 und möglicherweise hangende Flöze aus 4, 3 und 7 fallen gleichfalls noch in den Bereich dieses Horizontes.

Ein ungefähres Bild des Kohleninhaltes erhält man nicht sowohl aus einer allgemeinen Übersicht der sämtlichen Bohrungen, die ja ziemlich unregelmäßig verteilt sind, als vielmehr aus einer Betrachtung eines eng begrenzten Teilgebietes des gesamten geschilderten Bezirkes, welches geologisch als untersucht gelten kann, z. B. der Bohrlöcher 9, 10 und 4. In 9 sind in 200 m Schichtenmächtigkeit (von 240—460 m)

18,30 m,

in 10 bei 260 m Schichtenstärke

11,30 m,

in Bohrloch 8 in 230 m Carbonschichten 5 m abbaubare Kohle vorhanden.

Auch im Bohrloch 4 entfällt auf den Jaworznoer Horizont mindestens 10 m abbaubare Kohle.

Man kann also lediglich in dem Teil nördlich der Weichsel und westlich der Bahnstrecke Alwernia—Trzebinia in einem Areal nur von etwa 75 qkm bis 500 m Teufe für diesen Horizont allein mit einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 10 m abbaubarer Kohle rechnen, ein Betrag, der noch weit hinter den tatsächlichen Aufschlüssen zurückbleibt.

c) Ryczower Horizont.

Mit diesem Namen sollen die Schichten bezeichnet werden, die vornehmlich in der Gegend von Ryczow entwickelt sind und sich durch ihren ungewöhnlichen Reichtum an mächtigen Flözen auszeichnen. Sie sind, wie durch die Bohrprofile 8, 4 und 3 ersichtlich ist, geologisch älter als der vorige Horizont, gehören aber zweifellos noch zur oberschlesischen Muldengruppe, obwohl man nach der Mächtigkeit der Flöze wohl vermuten könnte, hier die Vertreter der oberschlesischen Sattelflöze vor sich zu haben. Freilich möchte ich heute noch nicht aussprechen, welchem engeren Horizont der Rudaer Schichten die Ryczower Flöze zuzurechnen sind. Bei der so überaus abweichenden Entwicklung ist hier für Kombinationen noch ein weiter Spielraum vorhanden. Auch von diesem Horizont soll nur ein räumlich kleines Verbreitungsgebiet herausgegriffen werden.

Im Bohrloch 8 wurde in diesem Horizont von 700—900 m Teufe, also in 200 m Schichtenfolge 15,5 m abbaubare Kohle festgestellt. Im Bohrloch 4 beträgt die entsprechende Mächtigkein in 7 Flözen 20 m abbaubare Kohle.

Im Bohrloch 3 führt der tiefere Horizont von 660—905 m Teufe in 9 Flözen 24,5 m abbaubare Kohle.

Insgesamt hat das Bohrloch 3 in 550 m Schichtenfolge
37 m abbaubare Kohle

nachgewiesen, ein Verhältnis, das kaum irgendwo im oberschlesischen Steinkohlenrevier erreicht wird.

Nach Süden nimmt die Flözmächtigkeit dieses Horizontes ab. Er führt im Bohrloch 6 4 Flöze mit 15,5 m Kohle und im Bohrloch 7 zwischen 300 und 520 m Teufe = 14,35 m Kohle. Im Bohrloch 12 entsprechen diesen Flözen die Flöze 1—3 mit 9 m Kohle.

In beiden Bohrlöchern treten dann noch ältere Flöze auf, die weiter unten erwähnt werden sollen.

Nach diesen Angaben ist der ungewöhnlich große Kohlenvorrat der Ryczower Gegend, der dann namentlich nach Norden fortsetzt, ohne weiteres ersichtlich.

Weiter im Westen ist der Horizont weniger ausgeprägt als in der eigentlichen Ryczower Gegend.

In Bohrloch 19, in welchem der Jaworznoer Horizont bis 420 m Teufe mit 10 m Kohle entwickelt ist, müssen ihm die Schichten von 500—670 m Teufe entsprechen.

Auch hier findet sich ein flözleeres Mittel zwischen den beiden Horizonten, doch ist die Stärke der Flöze in dem Ryczower Horizont eine geringere; es sind nur 9,5 m Kohle nachgewiesen worden.

Randgruppe.

Die erst in allerletzter Zeit möglich gewordene sichere Feststellung von Schichten der Randgruppe mit mariner Fauna ist ebenso wie der Nachweis des allmählichen Ausklingens der Flözführung des Obercarbons nach Osten ein wesentlicher Fortschritt in der Kenntnis des Carbons im westgalizischen Steinkohlengebiete. Damit wurde die Grundlage für einen Vergleich mit dem engeren oberschlesischen Steinkohlengebiet gewonnen.

Zuerst wurden die marinen Schichten der Randgruppe von mir im Bohrloch 2 erkannt; da das Ergebnis aber im Gegensatz zu den bisher vorhandenen Auffassungen über die allgemeine Verbreitung der Carbonschichten stand, wurden zunächst verschiedene Erklärungen für das Auftreten der älteren Schich-

tengruppen an dieser Stelle erörtert, bis schließlich die sichere Feststellung der gleichalterigen Schichten in den Bohrlöchern 19, 12 und 13 gelang. Ebenso wurde die Randgruppe auch in dem Bohrloch 17 u. a. m. erbohrt; bezüglich der Einzelheiten sei auf die oben gemachten Angaben verwiesen.

Die zweifellose Feststellung der marinen Schichten mit ihrer, von Bohrloch 2 abgesehen, nur spärlichen Flözentwicklung, war für Westgalizien völlig neu.

Man kannte sie bisher nur aus einem Bohrloch bei Dlugoszyn unweit Sczakowa im äußersten Nordwesten. Ihr Vorkommen im Bohrloch 17 bewies, daß das Auftreten von untercarbonischen flözleeren Schichten bei Zalas die vermutete durchaus normale Begrenzung des nördlichen Produktiven Carbongebietes bildet.

Ebenso ist das Auftreten dieser Schichten, die nunmehr von Bohrloch 2 bis Bohrloch 28 in einer Längserstreckung von fast 35 km verfolgt sind, ein Hinweis für die Annahme, daß auch der westgalizische Teil des großen oberschlesischen Steinkohlengebietes ebenso wie der österreich-schlesische Anteil nach Süden seine randliche Begrenzung findet.

Die Bedeutung des Nachweises der Randgruppe liegt aber auch noch darin, daß nunmehr für die Horizontierung der Muldengruppe im einzelnen eine sichere Grundlage gewonnen werden konnte.

Auftreten der Sattelgruppe.

Dies gilt namentlich für die Beantwortung der Frage, ob in Westgalizien überhaupt noch mit dem Auftreten der Sattelflöze gerechnet werden konnte.

Nach der allgemeinen älteren Annahme sollte die Gruppe des Redenflözes überall in Westgalizien entwickelt sein. Bei den Hinweisen auf die einzelnen Freischurfgebiete wurde stets mit dem Vorhandensein dieser Gruppe gerechnet. Das Redenflöz, welches in Russisch-Polen als einziges 8—14 m mächtiges Kohlenflöz die Sattelgruppe vertritt, ist hier durch zahlreiche nordsüdlich verlaufende Sprünge zerrissen und in mehreren ge-

geneinander um 300—400 m dislozierten Bruchstücken bis in die Nähe von Granica verfolgt worden. Von hier aus sollte es nach den letzten Aufschlüssen, augenscheinlich wiederum in einzelne Bänke zersplittert, nach Westgalizien übertreten.

In den verschiedenen Arbeiten von GAEBLER und BARTONEC ist es überall in einem gewissen Abstande von dem angenommenen Beckenrande durch das Gebiet konstruiert worden. Tatsächlich nachgewiesen war es aber noch nirgends. Die einzige oben bereits erwähnte Bohrung Dlugoszyn, welche das Redenflöz hätte treffen müssen, ist nach Durchbohrung der Muldengruppe, ohne es erreicht zu haben, in die Schichten der Randgruppe gekommen. Man erklärte sich diese auffällige Tatsache durch durchsetzende Störungen, zumal da auch in dem russischen Verbreitungsgebiet das Redenflöz in den Sprungzonen fehlte.

Der Gedanke lag nun nahe, in den mächtigen Flözen von Ryczow die Sattelflöze zu sehen. Der geologische Befund sprach aber dagegen und wies diesen Flözen eine etwas höhere Stellung innerhalb der oberschlesischen Muldengruppe zu. An dieser Ansicht mußte ich festhalten, da die gleiche Feststellung bei allem Untersuchungsmaterial aus den gleichen Schichten gewonnen wurde. Nachdem aber der Nachweis der älteren Schichten der Randgruppe zunächst in den Bohrlöchern 12 und 19 gelungen war, ergab es sich, daß zwischen den zweifellos marinen Schichten und dem Ryczower Horizont noch eine Schichtenfolge vorhanden war, die im Bohrloch 12 etwa von 450—700 m und in Bohrloch 19 von 650—900 m reicht. Der geologische Befund zeigte, daß in dieser 200 bis 250 m mächtigen Schichtenfolge die Randgruppe sicher noch nicht zu suchen war; allgemein konnten die Schichten aber nur als zur Muldengruppe gehörig angesprochen werden, weil eben hier mächtige Flöze wie die oberschlesischen Sattelflöze fehlten. Im Bohrloch 19 enthält diese Schichtenfolge nur zwei Kohlenbänke von 0,30 und 0,60 m Stärke.

Mit dieser Erkenntnis und im Zusammenhang mit der Tatsache, daß im Bohrloch 12 gleichfalls eine 200 m starke Schich-

tenfolge mit einer schwachen Kohlenbank über den zweifellosen Schichten der Randgruppe und unter dem Ryczower Horizont auftrat, schien zunächst die Schlußfolgerung berechtigt, daß die oberschlesische Sattelgruppe in diesem Teile Galiziens flözführend nicht vertreten sei.

Doch läßt sich diese Schlußfolgerung nach den neuesten Ergebnissen des Bohrloches 17 nicht mehr aufrecht erhalten. Hier fehlt nämlich über der Randgruppe die flözleere Schichtenfolge, es sind vielmehr in ihr starke Flöze nachgewiesen worden; freilich ist auch der Ryczower Horizont nicht entwickelt; man muß die drei Flöze Nr. 7 mit 4 m, Nr. 9 mit 7,20 m und Nr. 11 mit 2,90 m, da sie unmittelbar über den marinen Schichten auftreten, als Sattelflöze auffassen.

Ist diese Auffassung nun richtig, so ist man weiter berechtigt, auch die Flöze der Bohrung 7

Nr. 9 mit 1,75 m Kohle
„ 10 „ 2,73 „ „
„ 11 „ 0,90 „ „

als Sattelflöze anzusprechen. Darnach müßten dann auch die diesen letzteren Flözen entsprechenden Flöze 5, 6 und 7 des Bohrloches 12 gleichfalls die Vertreter der Sattelgruppe sein. Für die beiden letzteren Bohrlöcher war es bereits erwiesen, daß die genannten Flöze tiefer liegen als der Ryczower Horizont und nicht mit diesem vereinigt werden können.

Freilich gestattet die Auffassung dieser Flöze als Sattelflöze keine zufriedenstellende Erklärung der eigenartigen Verhältnisse des Bohrloches 13, in welchem unmittelbar über der Randgruppe wiederum keine starken Kohlenbänke festgestellt worden sind. Hier ist allerdings wiederum die Tatsache der allmählichen Vertaubung des Carbons nach Osten zu berücksichtigen.

Dagegen würde Bohrloch 19, welches zweifellos unter dem Jaworznoer- den Ryczower Horizont und bei 939 m Tiefe dann sichere Schichten der Randgruppe aufgeschlossen hat, diese

Auffassung wieder insofern bestätigen, als hier zwischen 900 und 930 m fünf allerdings schwächere Kohlenbänke vorliegen, die dann als die Vertreter der Sattelflöze zu gelten haben würden.

Auf der Karte ist die vorstehend entwickelte Auffassung über die Entwicklung der Sattelflözgruppe bei der Flächendarstellung der einzelnen Horizonte noch nicht zum Ausdruck gebracht; bei den einzelnen Bohrlöchern, welche in Frage kommen, ist lediglich ein weiterer schwarzer Kreis den übrigen Kreisen hinzugefügt. Bei der verhältnismäßig geringen Zahl der bisher vorhandenen Aufschlüsse muß hierfür noch weiteres Beweismaterial abgewartet werden, obgleich die angeführten Gründe zu der vertretenen Auffassung berechtigen. Jedenfalls steht es aber auch jetzt schon fest, daß das südliche Verbreitungsgebiet der Sattelflöze in Galizien dann nur in die Grenzen des geschilderten Weichselgebietes fällt.

Tabellen.

Bohrung Nr. 1. Stare-Stawy.

	Mächtigkeit in Metern	Tiefe in Metern	Formation
Humus	0,50	0,50	Diluvium
Lehm	1,50	2,00	»
Schotter	1,50	3,50	»
Sand	15,20	18,70	»
Tegel braun	1,00	19,70	Tertiär
Sand grau	2,00	21,70	»
Tegel grau	1,00	22,70	»
Sand grau	2,50	25,20	»
Tegel braun	3,00	28,20	»
» grau	2,00	30,20	»
Sand grau	2,00	32,20	»
Tegel grau	8,00	40,20	»
Sand grau	2,00	42,20	»
Tegel grau	2,00	44,20	»
Sand grau	3,00	47,20	»
Tegel grau	2,00	49,20	»
Sand grau	1,00	50,20	»
Tegel grau	4,00	54,20	»
Sand grau	5,50	59,70	»

	Mächtigkeit in Metern	Tiefe in Metern	Formation
Tegel grau	4,50	64,20	Tertiär
Sand grau	11,50	75,70	»
Tegel grau	4,00	79,70	»
Sand lichtgrau	8,50	88,20	»
Tegel grau	4,00	92,20	»
Sand grau	10,80	103,00	»
Tegel grau	5,00	108,00	»
Sand grau	4,00	112,00	»
Tegel grau	2,50	114,50	»
Sand grau	16,50	131,00	»
» rötlich	2,00	133,00	»
Tegel grau	6,00	139,00	»
Sand grau	21,00	160,00	»
Tegel grau	3,00	163,00	»
Sand grau	1,00	164,00	»
Tegel grau	1,00	165,00	»
Sand grau, sehr fein	2,00	167,00	»
Tegel grau	1,20	168,20	»
Sand grau	11,50	179,70	»
Tegel grau	8,50	188,20	»
Sand	18,50	206,70	»
Tegel lichtgrau	5,00	211,70	»
Sand grau, schiefrig	16,50	228,20	»
» »	24,00	252,20	»
Tegel grau, sandig	4,00	256,20	»
Sand lichtgrau, sehr fein	19,50	275,70	»
» grau	5,00	280,70	»
Tegel grau	7,00	287,70	»
Sand grau	3,00	290,70	»
Tegel grau, stellenweise sandig, sonst fett	54,00	355,60	»
Sand licht	4,40	360,00	»
Tegel braun, sandig	8,60	368,60	»
Sand grau	1,50	370,10	»
Tegel grau	8,40	378,50	»
Sand dunkelgrau	11,00	389,50	»
Tegel sandig	16,30	405,80	»
» dunkelgrau	12,20	418,00	»
» grau, sandig	4,80	422,80	»
Sand grau	1,20	424,00	»
Tegel grau, sandig	6,50	430,50	»
Sand grau	1,20	431,70	»
Tegel grau	7,30	439,00	»
Sand grau	14,00	453,00	»

		Mächtigkeit in Metern	Tiefe in Metern	Formation
	Sandstein licht grau	11,00	464,00	Carbon
	» grau	26,21	490,21	Muldengruppe
	» gelblich	1,50	491,71	»
	» grau	2,00	493,71	»
	Schieferton	0,50	494,21	»
	Kohle	1,80	496,01	»
	Schieferton bräunlich : . .	0,05	496,06	»
	Kohle	0,72	496,78	»
1. Flöz	Schieferton dunkel	0,25	497,03	»
	Kohle	0,70	497,73	»
	Kohle mit Schieferton . .	0,60	498,33	»
	Schieferton dunkel	0,82	499,15	»
	Sandstein grau	7,35	506,50	»
2. Flöz	Kohle	0,20	506,70	»
	Schieferton grau mit Kohle .	0,30	507,00	»
	Sandstein grau	32,00	539,00	»
3. Flöz	Kohle	0,15	539,15	»
	Schieferton grau	0,60	539,75	»
	Sandstein	63,35	603,10	»
4. Flöz	Kohle	0,27	603,37	»
	Sandstein	16,09	619,46	»
5. Flöz	Kohle unrein	1,05	620,51	»
	Sandstein weiß mit Kohlenstreifen	0,65	621,15	»
	Sandstein weiß	1,04	622,20	»
	» grau	8,60	630,80	»

Gebohrt vom 15. April bis 16. Juli 1904.

Bohrung Nr. 2. Polanka wielka.

Lehm	1,30	1,30	Tertiär
Tegel grau	1,90	3,20	»
Tegel licht	16,80	20,00	»
» grau, sandig	10,30	30,30	»
Sandstein grau, fein	3,10	33,40	»
Schwimmsand mit starkem Wasserandrang	0,80	34,20	»
Tegel grau, sandig	11,20	45,40	»
Schwimmsand mit weniger Wasser	1,40	46,80	»
Tegel grau	122,20	169,00	»
Sandstein licht, mittelhart . .	79,00	248,00	Carbon
Kohle	0,06	248,06	Muldengruppe
Sandstein	15,44	263,50	»

		Mächtigkeit in Metern	Tiefe in Metern	Formation
	Schieferton grau, in Kohlenschiefer übergehend . . .	1,90	265,40	Muldengruppe
1. Flöz	Kohle	1,45	266,85	»
	Schieferton grau	10,15	277,00	»
	Sandstein dunkelgrau, hart .	3,00	280,00	»
	Schieferton grau	0,50	280,50	»
2. Flöz	Kohle	0,95	281,45	»
	Schieferton	0,40	281,85	»
	Kohle verschiefert . . .	0,45	282,30	»
	Kohle	0,20	282,50	»
	Kohle verschiefert . . .	0,15	282,65	»
	Schieferton grau	9,05	291,70	»
	» schwarz mit Kohle	0,40	292,10	»
	» grau	3,90	296,00	»
	Sandstein	8,70	304,70	»
	Schieferton schwarz mit Kohle	0,30	305,00	»
	Sandstein	6,70	311,70	»
	Schieferton grau	12,50	324,20	»
	Sandstein licht mit Kohlenspur	2,90	327,10	»
	» braun, sehr hart. .	2,70	329,80	»
	» licht mit Kohlenspur	5,20	335,00	»
	» licht	10,70	345,70	»
	Schieferton grau	0,30	346,00	»
3. Flöz	Kohle	0,20	346,20	»
	Schieferton grau	1,10	347,30	»
	Schwarzer Schiefer mit Kohle	0,30	347,60	»
	Schieferton grau	6,10	353,70	»
	Schwarzer Schiefer mit Kohle	0,20	353,90	»
	Schieferton grau	5,90	359,80	»
	Sandstein licht mit Kohlenspuren	6,90	366,70	»
	Schieferton grau	5,50	372,20	»
	Schwarzer Schiefer mit Kohle	0,30	372,50	»
	Schieferton grau	1,60	374,10	»
	» schwarz	0,20	374,30	»
4. Flöz	Kohle	0,30	374,60	»
	Schieferton grau	6,70	381,30	»
	Sandstein licht mit Kohlenspuren	17,90	399,20	»
	» licht, stark mit Kohle durchwachsen	1,50	400,70	»
5. Flöz	Kohle	0,15	400,85	»
	Schieferton grau	0,35	401,20	»
6. Flöz	Kohle	0,20	401,40	»
	Schieferton grau	11,60	413,00	»

		Mächtigkeit in Metern	Tiefe in Metern	Formation
7. Flöz	Kohle	1,20	414,20	Muldengruppe
	Schieferton grau	0,50	414,70	»
	Sandstein licht mit Kohle	2,00	416,70	»
	Schieferton grau	0,40	417,10	»
8. Flöz	Kohle	0,20	417,30	»
	Schieferton grau	8,55	425,85	»
	Sandstein licht mit Kohlenspur	7,20	433,05	»
	Schieferton grau mit Kohle	7,80	440,85	»
	» grau	9,00	449,85	»
	Sandstein	1,95	451,80	»
	Schieferton dunkel	1,40	453,20	»
9. Flöz	Kohle	0,60	453,80	»
	Schieferton dunkel	5,20	459,00	»
	Sandstein licht	4,50	463,50	»
	Schieferton grau	5,30	468,80	»
	Sandstein	3,00	471,80	»
	Schieferton dunkel	11,30	483,10	»
	Sandstein licht	14,70	497,80	»
	Schieferton grau	1,30	499,10	»
10. Flöz	Kohle	0,30	499,40	»
	Schieferton grau	7,30	506,70	Randgruppe
	Sandstein	1,60	508,30	»
11. Flöz	Kohle	0,50	508,80	»
	Schieferton	0,30	509,10	»
	Kohle	0,20	509,30	»
	Schieferton	0,60	510,90	»
	Kohle	0,25	510,15	»
	Schieferton grau	4,55	514,70	»
	Sandstein licht	1,80	516,50	»
	Schieferton grau	1,20	517,70	»
	Sandstein	9,80	527,50	»
	Schieferton grau	2,50	530,00	»
12. Flöz	Kohle	0,10	530,10	»
	Schieferton grau	2,60	532,70	»
	Sandstein	5,20	537,90	»
	Schieferton	3,00	540,90	»
	Sandstein	0,30	541,20	»
13. Flöz	Kohle	0,90	542,10	»
	Schieferton grau	1,50	543,60	»
14. Flöz	Kohle	0,10	543,70	»
	Schieferton	10,10	553,80	»
15. Flöz	Kohle	0,40	554,20	»
	Schieferton	8,20	562,40	»
	Sandstein	2,10	564,50	»

		Mächtigkeit in Metern	Tiefe in Metern	Formation
16. Flöz	Kohle	0,50	565,00	Randgruppe
	Schieferton	6,70	671,70	»
17. Flöz	Kohle	0,40	572,10	»
	Schieferton grau	8,10	580,20	»
	Sandstein licht	5,90	586,10	»
	Schieferton dunkel	4,90	591,00	»
18. Flöz	Kohle	0,20	591,20	»
	Schieferton grau	18,50	609,70	»
	Sandstein licht mit Schieferton-streifen	6,70	616,40	»
	Schieferton dunkelgrau . . .	6,00	622,40	»
19. Flöz	Kohle	0,40	622,80	»
	Schieferton grau	0,35	623,15	»
	Kohle	1,00	624,15	»
	Schieferton	1,95	626,10	»
	Sandstein licht	0,40	626,50	»
	Schieferton dunkel.	1,05	637,55	»
20. Flöz	Kohle	0,10	627,65	»
	Schieferton dunkelgrau . . .	5,45	633,10	»
	Sandstein dunkel	0,40	633,50	»
	Schieferton dunkel mit Kohlen-spuren	3,30	636,80	»
21. Flöz	Kohle	0,15	636,95	»
	Schieferton dunkel.	7,87	644,82	»
22. Flöz	Kohle	0,08	644,90	»
	Schieferton grau mit lichten Sandsteinstreifen	1,90	646,80	»
	Schieferton mit Sphärosiderit.	1,90	648,70	»
	»	6,80	655,50	»
	» mit Sandstein . .	0,90	656,40	»
23. Flöz	Kohle	0,25	656,65	»
	Schieferton grau mit Sphäro-siderit	2,15	658,80	»
	Sandstein licht, einkörnig . .	0,30	659,10	»
	Schieferton grau mit Sphäro-siderit	2,70	661,80	»
24. Flöz	Kohle	0,40	662,20	»
	Schieferton grau mit Sphäro-siderit	1,80	664,00	»
	Sandstein licht	0,40	664,40	»
	Schieferton grau	8,20	672,60	»
	Sandstein licht	0,45	673,05	»
	Schieferton grau	0,25	673,30	»
	Sandstein licht, feinkörnig. .	0,20	673,50	»

		Mächtigkeit in Metern	Tiefe in Metern	Formation
	Schieferton grau	1,40	674,90	Randgruppe
	Sandstein licht	0,60	675,50	»
	Schieferton grau	2,90	678,40	»
25. Flöz	Kohle	0,40	678,80	»
	Schieferton grau	4,50	683,30	»
	Sandstein lichtgrau	13,30	696,60	»
	Schieferton grau	17,50	714,10	»
	Sandstein grau mit Sphärosiderit	3,50	717,60	»
	Schieferton grau	9,20	726,80	»
	» mit Kohlenspur .	0,20	727,00	»
	» grau	2,00	729,00	»
26. Flöz	Kohle	0,30	729,30	»
	Schieferton grau	1,30	730,60	»
27. Flöz	Kohle	0,20	730,80	»
	Schieferton grau	7,05	737,85	»
	» grau mit Kohle .	0,25	738,10	»
	» grau	4,80	742,90	»
	» grau mit dunklen Streifen	5,80	748,70	»
28. Flöz	Kohle	0,20	748,90	»
	Schieferton grau	2,60	751,50	»
29. Flöz	Kohle	0,30	751,80	»
	Schieferton grau	0,80	752,60	»
	Sandstein	2,40	755,00	»
	Schieferton	2,50	757,50	»
	» dunkel mit Sandsteinstreifen	3,60	761,10	»
	Schieferton schwarz mit Kohle	0,50	761,60	»
	» dunkel	2,80	764,40	»
30. Flöz	Kohle	0,10	764,50	»
	Schieferton grau	5,50	770,00	»
	Sandstein dunkel	0,30	770,30	»
	Schieferton grau	0,90	771,20	»
	» grau mit Sandsteinstreifen	2,80	774,00	»
	Schieferton dunkel	1,60	775,60	»
	» dunkel mit Kohle	0,50	776,10	»
	» grau	2,00	778,10	»
	» dunkel	0,40	778,50	»
31. Flöz	Kohle	0,20	778,70	»
	Schieferton dunkel	3,00	781,10	»
	Sandstein	1,50	783,20	»
	Schieferton dunkel	3,80	787,00	»

		Mächtigkeit in Metern	Tiefe in Metern	Formation
	Schieferton mit Sandstein . .	0,50	787,50	Randgruppe
	» grau	5,50	793,00	»
32. Flöz	Kohle	0,10	793,10	»
	Schieferton grau	1,40	794,50	»
	» mit Sandstein gemischt	2,20	796,70	»
	Sandstein	0,70	797,40	»
	Schieferton grau	6,40	803,80	»
33. Flöz	Kohle	0,30	804,10	»
	Sandstein	1,30	805,40	»
	Schieferton grau	3,00	808,40	»
	Sandstein	1,00	809,40	»
	Schieferton grau	2,00	811,40	»
34. Flöz	Kohle	0,20	811,60	»
	Sandstein	0,15	811,75	»
	Schieferton grau	6,25	818,00	»
	Sandstein	10,90	828,90	»
35. Flöz	Kohle	0,30	829,20	»
	Schieferton grau	9,25	838,45	»
36. Flöz	Kohle	0,10	838,55	»
	Schieferton grau	3,35	841,90	»
	Sandstein	3,70	845,60	»
	Schieferton grau	1,70	847,30	»
37. Flöz	Kohle	0,10	847,40	»
	Schieferton	1,55	848,95	»
38. Flöz	Kohle	0,30	849,25	»
	Schieferton grau	2,75	852,00	»
	Sandstein	7,70	859,70	»
39. Flöz	Kohle	0,80	860,50	»
	Schieferton grau	5,00	865,50	»
	Sandstein	1,80	867,30	»
	Schieferton grau	4,40	871,70	»
40. Flöz	Kohle	0,10	871,80	»
	Schieferton	3,50	875,30	»
	Sandstein	4,10	879,40	»
	Schieferton grau	1,60	881,00	»
	Sandstein	1,60	882,60	»
	Schieferton grau	3,40	886,00	»
	Sandstein	7,60	893,60	»
	Schieferton	0,70	894,30	»
41. Flöz	Kohle	0,10	894,40	»
	Schieferton	1,60	896,00	»
42. Flöz	Kohle	0,20	896,20	»
	Schieferton	3,90	900,00	»

		Mächtigkeit in Metern	Tiefe in Metern	Formation
	Sandstein mit Sphärosiderit .	3,00	903,10	Randgruppe
	Schieferton grau	1,50	904,60	»
	Kohle	0,40	905,00	»
	Schieferton	0,05	905,05	»
43. Flöz	Kohle	0,35	905,40	»
	Schieferton	0,10	905,50	»
	Kohle	0,55	906,05	»
	Sandstein mit Kohlenstreifen .	0,90	906,95	»
	Sandstein	4,80	911,75	»
	Schieferton grau	2,40	914,15	»
	Sandstein licht	0,50	914,65	»
	Schieferton grau	5,90	920,55	»
44. Flöz	Kohle	0,50	921,05	»
	Schieferton	15,85	936,90	»
	Sandstein licht	1,20	938,10	»
	Schieferton grau	4,60	942,70	»
	Sandstein	0,70	943,40	»
	Schieferton.	10,70	954,10	»
	Sandstein licht	6,70	960,80	»
	Schieferton grau	3,60	964,40	»
45. Flöz	Kohle	0,50	964,90	»
	Schieferton grau	4,10	969,00	»
46. Flöz	Kohle	0,60	969,60	»
	Schieferton grau	0,40	970,00	»
	Sandstein	3,50	973,50	Flözleere Schichten
	Schieferton grau	14,40	987,90	»
	Sandstein licht	0,80	988,70	»
	Schieferton grau	12,40	1001,10	»
	Sandstein licht	1,20	1002,30	»
	Schieferton grau	5,70	1008,00	»
	» grau mit Sandstein gemischt	0,97	1008,97	»
	Sandstein grau schiefrig . .	19,03	1028,00	»
	Schieferton grau	7,30	1035,30	»
	Schieferton sandig	1,90	1037,20	»
	Sandstein grau	2,90	1040,10	»
	Schieferton grau mit Sandsteinstreifen	1,40	1041,50	»
	Sandstein	2,50	1044,00	»

Gebohrt vom 20. Dezember 1904 bis 10. April 1906.

Bohrung Nr. 3. Ryczow.

Mutterboden	0,60	0,60	Diluvium
Lehm gelb	2,30	2,90	»

		Mächtigkeit in Metern	Tiefe in Metern	Formation
	Ton weich, grausandig . . .	6,30	9,20	Tertiär
	» grau, wechselnd fett und sandig	58,70	67,90	»
	Sandstein grau	0,80	68,70	»
	Ton grau, sandig	18,80	87,50	»
	Sandstein grau	104,50	192,00	»
	Ton grau	60,60	252,60	»
	Schieferton dunkel	0,20	252,80	»
	Sand grobkörnig mit Kohlenschmitzen	0,50	253,30	»
	Schieferton grau	19,30	272,60	»
	Sandstein grau, grobkörnig .	83,70	356,30	»
	Schieferton dunkel	0,60	356,90	Carbon
	Kohlenschiefer	0,15	357,05	Muldengruppe
1. Flöz	Kohle	0,80	357,85	»
	Schieferton sandig	8,75	367,50	»
	Sandstein	4,10	371,60	»
	Schieferton licht	5,50	377,10	»
	Kohlenschiefer	0,30	377,40	»
2. Flöz	Kohle	0,20	377,60	»
	Schieferton licht	0,90	378,50	»
3. Flöz	Kohle	0,35	378,85	»
	Schieferton grau	0,30	379,15	»
	Kohle	0,55	379,70	»
	Schieferton grau	5,80	385,50	»
	Sandstein grau	6,80	392,30	»
	Schieferton licht	2,80	395,10	»
	Sandstein	7,50	402,60	»
	Schieferton dunkel	0,20	402,80	»
4. Flöz	Kohle	0,40	403,20	»
	Schieferton grau	0,30	403,50	»
	Kohle	1,00	404,50	»
	Schieferton licht	3,30	407,80	»
	Sandstein	21,10	428,90	»
	» mit Kohle	1,30	430,20	»
	Schieferton grau	1,80	432,00	»
5. Flöz	Kohle	1,50	433,50	»
	Schieferton dunkelgrau . . .	2,70	436,20	»
	Sandstein licht	7,80	444,00	»
	Schieferton dunkel	0,70	444,70	»
6. Flöz	Kohle	1,80	446,50	»
	Schieferton licht	2,00	448,50	»
	Sandstein	6,60	455,10	»
	Schieferton lichtgrau	10,60	465,70	»

		Mächtigkeit in Metern	Tiefe in Metern	Formation
	Sandstein grau mit Kohlenschmitzen	3,00	468,70	Muldengruppe
	Sandstein kleinkörnig	15,30	484,00	»
	Schieferton dunkel	1,60	485,00	»
7. Flöz	Kohle	0,10	485,70	»
	Schieferton lichtgrau	2,10	487,80	»
	Sandstein	3,90	491,70	»
	Schieferton grau	1,40	493,10	»
8. Flöz	Kohle	0,25	493,35	»
	Schieferton dunkel	0,25	493,60	»
9. Flöz	Kohle	0,10	493,70	»
	Schieferton	2,30	496,00	»
10. Flöz	Kohle	2,70	498,70	»
	Schieferton grau	2,80	501,50	»
	Sandstein grobkörnig	16,10	517,60	»
	Schieferton licht	5,00	522,60	»
	Sandstein feinkörnig	9,90	532,50	»
	» mit Konglomeraten	21,10	553,60	»
	Brandschiefer	0,20	553,80	»
11. Flöz	Kohle	3,45	557,25	»
	Schieferton	1,85	559,10	»
	Sandstein kleinkörnig	58,10	617,20	»
12. Flöz	Kohle (hier trat eine Salzsohle aus)	0,30	617,50	»
	Schieferton braun	0,20	617,70	»
	Sandstein licht	35,90	653,60	»
	Schieferton grau	3,80	657,40	»
	Sandstein licht	2,40	659,80	»
	Schieferton	1,80	661,60	»
13. Flöz	Kohle	1,90	663,50	»
	Schieferton	2,50	666,00	»
	Sandstein licht	36,70	702,70	»
	Schieferton dunkel	0,45	703,15	»
	Sandstein grau	0,05	703,20	»
	Schieferton dunkel	0,73	703,93	»
	Sandstein grau	0,09	704,02	»
	Schieferton dunkel	0,07	704,09	»
	Sandstein grau	2,82	706,91	»
	Schieferton dunkel	0,20	707,11	»
	Sandstein grau	7,39	714,50	»
	Schieferton grau	0,50	715,00	»
14. Flöz	Kohle	6,30	721,30	»
	Schieferton grau	3,70	725,00	»
	Sandstein	8,20	733,20	»
	Schieferton und Brandschiefer	0,40	733,60	»

		Mächtigkeit in Metern	Tiefe in Metern	Formation
15. Flöz	Kohle	1,90	735,50	Muldengruppe
	Schieferton grau	4,90	740,40	»
	Sandstein mit Schieferton-streifen	1,80	742,40	»
	Schieferton	2,90	745,10	»
	Sandstein grau	0,30	745,40	»
	Schieferton	0,05	745,45	»
16. Flöz	Kohle	0,30	745,75	»
	Schieferton	0,45	746,20	»
	Kohle	0,40	746,60	»
	Schieferton	0,20	746,80	»
	Kohle	0,20	747,00	»
	Schieferton	0,20	747,20	»
	Kohle	2,60	749,80	»
	Schieferton	0,35	750,15	»
	Kohle	0,95	751,10	»
	Schieferton	2,30	753,40	»
	Sandstein licht	17,10	770,50	»
	Schieferton grau	6,40	776,90	»
17. Flöz	Kohle	0,50	777,40	»
	Schieferton	0,30	777,70	»
	Kohle	0,30	778,00	»
	Schieferton	0,10	778,10	»
	Kohle	0,40	778,50	»
	Schieferton grau	4,40	782,90	»
	Sandstein licht mit Konglo-meraten	6,20	789,10	»
	Sandstein licht	28,40	817,50	»
	Schieferton	1,80	819,30	»
18. Flöz	Kohle	1,30	820,60	»
	Schieferton grau	0,10	820,70	»
	Kohle	0,60	821,30	»
	Schieferton grau	2,20	823,50	»
	Sandstein grob	18,40	841,90	»
	Schieferton grau	0,30	842,20	»
19. Flöz	Kohle	0,40	842,60	»
	Schieferton grau	0,20	842,80	»
	Kohle mit Schiefertonstreifen	1,50	844,30	»
	Kohle rein	1,10	845,40	»
	Schieferton grau	0,80	846,20	»
	Sandstein licht	26,90	873,10	»
	Schieferton grau	7,50	880,60	»

		Mächtigkeit in Metern	Tiefe in Metern	Formation
20. Flöz	Kohle	1,40	882,00	Muldengruppe
	Schieferton dunkel	0,20	882,20	»
	Kohle	0,70	882,90	»
	Schieferton weißlich, dann schwarz	0,30	883,20	»
	Kohle	0,40	883,60	»
	Schieferton grau	0,50	884,10	»
	Kohle	0,20	884,30	»
	Schieferton	6,60	890,90	»
	Sandstein licht mit Kohlenschmitzen	0,90	891,80	»
	Schieferton grau, hart	1,40	893,20	»
	» » mit Konglomeraten	1,70	894,90	»
	Schieferton grau mit Sphärosiderit	8,70	903,60	»
	Kohle	0,20	903,80	»
21. Flöz	Schieferton grau	0,40	904,20	»
	Kohle	0,90	905,10	»
	Schieferton	0,60	905,70	»

Gebohrt vom 21. August 1906 bis 25. Mai 1907.

Bohrung Nr. 4. Ryczow.

Lehm	8,70	8,70	Diluvium
Sand	1,20	9,90	»
Schotter mit Wasser	4,60	14,50	»
Schwimmsand	2,80	17,30	»
Tegel licht	33,60	50,90	Tertiär
Sandstein weich	2,30	53,20	»
Tegel grau	5,40	58,60	»
» » mit Sandsteinschichten	31,00	89,60	»
Sandstein hart	9,50	99,10	»
» licht, grobkörnig	2,50	101,60	»
Schwimmsand	11,00	112,60	»
Sandstein kalkig, wasserführend	6,40	119,00	»
Tegel	5,30	124,30	»
Konglomerat	4,40	128,70	»
Schwimmsand	1,70	130,40	»
Konglomerat	0,50	130,90	»
Schwimmsand	2,50	133,40	»
Tegel sandig	8,50	141,90	»

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

		Mächtigkeit in Metern	Tiefe in Metern	Formation
	Tegel fest	3,70	145,60	Tertiär
	» sandig	37,90	183,50	»
	» rot mit Sandsteinschichten	50,20	233,70	»
	Sand rötlich	37,30	271,00	»
	Tegel grau	18,90	289,90	»
	Sandstein hart, grau	6,50	296,40	Carbon
	Schieferton grau	1,60	298,00	Muldengruppe
1. Flöz	Kohle	0,40	298,40	»
	Schieferton	8,70	307,10	»
2. Flöz	Kohle	0,80	307,90	»
	Schieferton dunkelbraun	0,30	308,20	»
	Sandstein	4,10	312,30	»
	Schieferton lichtgrau	4,20	316,50	»
	Sandstein weich, grau	4,90	321,40	»
	Schieferton rot	4,60	326,00	»
	» grau mit Kohlenschmitzen	2,70	328,70	»
	Sandstein	23,90	352,60	»
	» grau mit Kohlenschmitzen	3,00	355,60	»
	Schieferton dunkelgrau	6,80	362,40	»
	Sandstein grau	13,20	375,60	»
	Schieferton grau	0,50	376,10	»
	Sandstein grobkörnig	4,40	380,50	»
	Schieferton grau	2,90	383,40	»
3. Flöz	Kohle	1,60	385,00	»
	Schieferton grau	0,50	385,50	»
	Sandstein grau	13,10	398,60	»
	Schieferton grau	18,60	417,20	»
	» mit Kohle	0,30	417,50	»
4. Flöz	Kohle	0,10	417,60	»
	Schieferton lichtgrau	0,20	417,80	»
	Kohle	0,20	418,00	»
	Schieferton	12,40	430,40	»
	Sandstein grau	5,80	436,20	»
	Konglomerat	2,20	438,40	»
	Schieferton dunkelgrau	0,40	438,80	»
	Konglomerat	5,80	444,60	»
	Schieferton dunkelgrau	0,80	445,40	»
5. Flöz	Kohle	0,40	445,80	»
	Schieferton mit Pflanzen	9,20	455,00	»
	» grau	3,20	458,20	»
	Sandstein	35,20	493,40	»
	Schieferton dunkelgrau	0,50	493,90	»

		Mächtigkeit in Metern	Tiefe in Metern	Formation
	Sandstein grau	7,20	501,10	Muldengruppe
	Sandstein m. Schiefertonstreifen	12,90	514,00	»
	Schieferton	0,50	514,50	»
	Sandstein grau mit dünnen Kohlenstreifen	12,50	527,00	»
	Schieferton grau	3,00	530,00	»
	Sandstein	7,90	537,90	»
6. Flöz	Kohle	0,10	538,00	»
	Schieferton grau	3,50	541,50	»
	Sandstein	1,20	542,70	»
7. Flöz	Kohle	0,30	543,00	»
	Schieferton	1,50	544,50	»
	Sandstein grau	1,50	546,00	»
	Schieferton grau	4,00	550,00	»
	Sandstein grau	2,60	552,60	»
	Schieferton grau	4,10	556,70	»
	Sandstein grob	5,95	562,65	»
8. Flöz	Kohle	0,90	563,55	»
	Schieferton grau	0,40	563,95	»
	Kohle	0,75	564,70	»
	Schieferton grau	3,00	567,70	»
	Sandstein	22,00	589,70	»
	Schieferton grau	0,65	590,35	»
9. Flöz	Kohle	1,20	591,55	»
	Schieferton grau	2,65	594,20	»
	Sandstein	7,10	601,30	»
	Schieferton grau	0,80	602,10	»
10. Flöz	Kohle	0,30	602,40	»
	Schieferton	0,05	602,45	»
	Kohle	0,35	602,80	»
	Schieferton grau	4,70	607,50	»
	Sandstein licht	10,00	617,50	»
	Schieferton grau	0,50	618,00	»
	Sandstein licht	26,15	644,15	»
11. Flöz	Kohle	0,30	644,45	»
	Schieferton sandig	0,70	645,15	»
	Kohle	0,35	645,50	»
	Schieferton	0,80	646,30	»
	Kohle	0,30	646,60	»
	Schieferton licht	0,95	647,55	»
	Kohle	0,35	647,90	»
	Schieferton	0,50	648,40	»
	Kohle	0,20	648,60	»
	Schieferton	0,50	649,10	»
	Kohle	0,35	649,45	»

		Mächtigkeit in Metern	Tiefe in Metern	Formation
	Schieferton	0,70	650,15	Muldengruppe
	Sandstein	37,50	687,65	»
	» grau, mit ganz dünnen Kohlenstreifen	8,00	695,65	»
	Sandstein	22,00	717,65	»
12. Flöz	Kohle	0,45	718,10	»
	Sandstein licht	0,20	718,30	»
	Kohle	1,85	720,15	»
	Sandstein	25,20	745,35	»
	» stark wasserführend	11,25	756,60	»
	» licht	22,70	779,30	»
13. Flöz	Kohle	0,20	779,50	»
	Sandstein	26,90	806,40	»
	Schieferton	5,00	811,40	»
14. Flöz	Kohle	0,30	811,70	»
	Schieferton	8,20	819,90	»
	Sandstein	30,20	850,10	»
	Schieferton dunkel	1,10	851,20	»
15. Flöz	Kohle	3,40	854,60	»
	Schieferton	0,30	854,90	»
	Kohle	2,55	857,45	»
	Schieferton licht	3,40	860,85	»
	Sandstein	20,70	881,55	»
16a Flöz	Kohle	1,70	883,25	»
	Schieferton	0,05	883,30	»
16b Flöz	Kohle	0,25	883,55	»
	Schieferton	0,10	883,65	»
	Kohle schiefrig	0,20	883,85	»
	» rein	1,60	885,45	»
	» schiefrig	0,30	885,75	»
	Schieferton dunkel mit Sphärosiderit	0,20	885,95	»
	Kohle	1,45	887,40	»
	Sandstein	25,20	912,60	»
	Schieferton	2,10	914,70	»
	Sandstein licht	2,50	917,20	»
17. Flöz	Kohle	0,35	917,55	»
	Sandstein fein	0,25	917,80	»
	Kohle	0,65	918,45	»
	Schieferton grau	0,10	918,55	»
	Sandstein	45,30	963,85	»
	Schieferton dunkel	0,45	964,30	»
18. Flöz	Kohle	0,40	964,70	»
	Schieferton	0,80	965,50	»

		Mächtigkeit in Metern	Tiefe in Metern	Formation
19. Flöz	Kohle	0,20	965,70	Muldengruppe
	Schieferton sandig	0,10	965,80	»
	Kohle	0,65	966,45	»
	Schieferton	0,30	966,75	»
	Sandstein	6,65	973,40	»
	Schieferton	3,15	976,55	»
	Sandstein	4,55	981,10	»
20. Flöz	Kohle	0,80	981,90	»
	Schieferton	0,35	982,25	»
	Kohle	1,75	984,00	»
	Sandstein	30,85	1014,85	»
21. Flöz	Kohle	0,30	1015,15	»
	Schieferton	0,15	1015,30	»
	Kohle	1,50	1016,80	»
	Schieferton grau	0,55	1017,35	»
	Sandstein fein	18,55	1035,90	»
	Schieferton dunkel	0,05	1035,95	»
22. Flöz	Kohle	0,65	1036,60	»
	Sandstein hart	3,40	1040,00	»
23. Flöz	Kohle	1,00	1041,00	»
	Schieferton grau	0,30	1041,30	»
	Kohle	1,00	1042,30	»
	Schieferton	1,50	1043,80	»
	Sandstein hart	0,70	1044,50	»
	Schieferton licht	1,60	1046,10	»
	Sandstein fein	8,50	1054,60	»

Bohrung Nr. 5. Ryczow—Polwies.

Ackererde	—	0,40	Tertiär
Letten dunkelgrün	11,50	11,90	»
Sandstein dunkel	0,60	12,50	»
Tegel dunkelgrau	113,00	125,50	»
» sandig	12,60	138,10	»
Sandstein grau	9,30	147,40	»
Tegel dunkelgrau	65,00	212,40	»
Sandstein hart	0,90	213,30	»
Tegel dunkelgrau	3,50	216,80	»
Sandstein	58,60	275,40	»
Tegel grau	24,60	300,00	»
Sandstein weich	2,30	302,30	»
Tegel grau	5,00	307,30	»
Sandstein	33,20	340,50	»
Tegel grau	27,90	368,40	»
Sandstein weich	40,50	408,90	»

	Mächtigkeit in Metern	Tiefe in Metern	Formation
Tegel grau	90,00	498,90	Tertiär
Sandstein hart	0,50	499,40	»
Tegel grau	5,00	504,40	»
Sandstein grau	16,40	520,80	»
Tegel grau	13,90	534,70	»
» »	40,30	575,00	»
Sandstein kleinkörnig . . .	17,00	592,00	»
Tegel grau	14,80	606,80	»
Schwimmsand	7,70	614,50	»
Sandstein	25,80	640,30	»

Gebohrt vom 23. Juli bis 31. Dezember 1907.

Bohrung Nr. 6. Ryczow.

	Erde	0,80	0,80	Diluvium
	Lehm und Raseneisenerze . .	1,70	2,50	»
	Lehm ohne » . .	2,30	4,80	»
	Mergel	4,50	9,30	Tertiär
	Tegel grau	52,80	62,10	»
	Sandstein mit Tegelzwischenlage	291,70	353,80	»
	Schiefriger Tegel grau . . .	105,40	459,20	»
	Sandstein grau	42,10	501,30	Carbon
	» licht	22,60	523,90	Muldengruppe
1. Flöz	Kohle	0,40	524,30	»
	Sandstein mit Konglomerat und Kohlenstreifen	2,10	526,40	»
	Schieferton licht	3,20	529,60	»
	Sandstein	32,90	562,50	»
	Schieferton licht, sandig . .	10,40	572,90	»
	Sandstein grob mit Konglomerat	6,30	579,20	»
	Schieferton dunkel	0,20	579,40	»
2. Flöz	Kohle	2,20	581,60	»
	Schieferton grau	0,05	581,65	»
	Kohle	0,35	582,00	»
	Schieferton grau	1,00	583,00	»
	Sandstein mit Konglomerat .	25,90	608,90	»
	Sandstein licht, sehr hart . .	0,40	609,30	»
	Sandstein grau	16,00	625,30	»
3. Flöz	Kohle	7,00	632,30	»
	Schieferton	0,20	632,50	»
	Sandstein grau kleinkörnig .	0,50	633,00	»
	» mit Schieferton-streifen	0,30	633,30	»

		Mächtigkeit in Metern	Tiefe in Metern	Formation
	Schieferton licht	0,10	633,40	Muldengruppe
4. Flöz	Kohle	0,60	634,00	»
	Schieferton mit Sandsteinstreifen	13,00	647,00	»
	Sandstein grobkörnig mit Konglomerat	4,40	651,40	»
	Sandstein licht, härter . . .	3,10	654,50	»
	Sandstein	16,00	670,50	»
	Schieferton dunkel	0,30	670,80	»
	Kohlenschiefer	0,20	671,00	»
	Schieferton dunkel	1,00	672,00	»
	» grau	1,30	673,30	»
	Kohlenschiefer	1,20	674,50	»
5. Flöz	Kohle	3,10	677,60	»
	Schieferton grau	1,20	678,80	»
6. Flöz	Kohle	1,30	680,10	»
	Schieferton	3,70	683,80	»

Gebohrt vom 7. Juni 1908 bis 29. Mai 1909.

Bohrung Nr. 7. Ryczow Spytkowice.

	Tegel grau	40,80	40,80	Tertiär
	Sandstein	39,00	79,80	»
	Tegel sandig	71,40	151,20	»
	» grau fest	25,30	176,70	»
	Sandstein dunkel	7,00	183,70	»
	Tegel fest	12,40	196,10	»
	Sandstein licht, hart	2,10	198,20	Carbon
	Schieferton	3,20	201,40	Muldengruppe
	Sandstein fein	3,00	204,40	»
	Kohle	0,25	204,65	»
1. Flöz	Schieferton dunkel	0,20	204,85	»
	Kohle	0,35	205,20	»
	Sandstein	14,20	219,40	»
	Schieferton fest, grau . . .	7,50	223,90	»
	Sandstein fein hart	13,50	240,40	»
	Schieferton grau, hart . . .	12,00	256,40	»
	Sandstein licht, fein	42,70	295,10	»
	Schieferton	0,70	295,80	»
2. Flöz	Kohle	0,30	296,10	»
	Schieferton licht	0,60	296,60	»
3. Flöz	Kohle	0,35	297,05	»
	Schieferton	0,80	297,85	»
4. Flöz	Kohle	3,25	301,10	»
	Schieferton grau	1,00	302,10	»

		Mächtigkeit in Metern	Tiefe in Metern	Formation
	Sandstein grob mit Konglomeraten	99,75	401,85	Muldengruppe
	Schieferton	0,25	402,10	»
5. Flöz	Kohle	6,40	408,50	»
	Schieferton grau	0,10	408,60	»
	Kohle	0,70	409,30	»
	Schieferton	0,20	409,50	»
	Sandstein dunkel	52,35	461,85	»
	Schieferton licht	0,20	462,05	»
6. Flöz	Kohle	1,55	463,60	»
	Schieferton	0,30	463,90	»
	Sandstein	41,70	505,60	»
	Schieferton dunkel	2,30	507,90	»
7. Flöz	Kohle	1,35	509,45	»
	Schieferton	0,20	509,65	»
	Kohle	4,15	513,80	»
	Schieferton	1,00	514,80	»
	Sandstein	93,50	608,30	»
	Schieferton	1,10	609,40	»
8. Flöz	Kohle	0,30	609,70	»
	Schieferton	7,00	616,70	»
	Sandstein	38,10	654,80	»
	Schieferton	0,95	655,75	Sattelgruppe
9. Flöz	Kohle	1,75	657,50	»
	Schieferton	0,30	657,80	»
	Sandstein	27,10	684,90	»
	Schieferton	2,50	687,40	»
10. Flöz	Kohle	2,73	690,13	»
	Schieferton	4,12	694,25	»
	Sandstein fein, dunkel	23,70	717,95	»
	Schieferton	0,20	718,15	»
11. Flöz	Kohle	0,40	718,55	»
	Schieferton	0,10	718,65	»
	Kohle	0,50	719,15	»
	Schieferton	3,20	722,35	»
	Sandstein hart	20,65	743,00	Randgruppe
	Schieferton	18,35	761,35	»
	Sandstein	7,00	768,35	»
	Schieferton	0,30	768,65	«
12. Flöz	Kohle	0,60	769,25	»
	Schieferton	5,70	774,95	»
	Sandstein	21,80	796,75	»
	Schieferton hart	2,40	799,15	»
	Schieferton mit Kohlenschmitzen von 3—5 cm	1,90	801,05	»

	Mächtigkeit in Metern	Tiefe in Metern	Formation
Schieferton hart	5,80	806,85	Randgruppe
Schieferton mit hartem Sandstein durchsetzt	2,90	809,75	»
Sandstein hart mit Schieferton durchsetzt	2,80	812,55	»
Sandstein fein	20,50	833,05	»
Schieferton hart	1,00	834,05	»
Sandstein fein	10,70	844,75	»
Schieferton durchsetzt mit Sandstein	6,80	851,55	»
Sandstein	10,50	862,05	»
Schieferton	0,50	862,55	»

Gebohrt vom 20. Dezember 1908 bis 24. September 1909.

Bohrung Nr. 8. Rozkochow.

	Sand	8,10	8,10	Diluvium
	Ton	18,70	26,80	»
	Sandstein	77,75	104,75	Tertiär
	Loser Ton	1,55	106,10	»
	Sandstein	14,90	121,00	»
	Ton	17,70	138,70	»
	Sandstein	27,65	166,35	Carbon
1. Flöz	Kohle	2,00	168,35	Muldengruppe
	Schieferton	25,25	193,60	»
	Sandiger Schieferton	40,40	234,00	»
	Sandstein	4,50	238,50	»
	Schieferton	3,10	241,60	»
2. Flöz	Kohle	0,25	241,85	»
	Sandiger Schieferton	14,75	256,60	»
	Sandstein	73,65	330,25	»
3. Flöz	Kohle	0,80	331,05	»
	Schieferton	4,35	335,40	»
	Sandstein	32,70	368,10	»
	Schieferton	0,40	368,50	»
4. Flöz	Kohle	0,20	368,70	»
	Sandstein	33,38	402,08	»
5. Flöz	Kohle	1,90	403,98	»
	Zwischenmittel	0,10	404,08	»
	Kohle	0,25	404,33	»
	Schieferton	6,67	411,00	»
	Sandstein	45,50	456,50	»
	Schieferton	4,80	461,30	»
	Sandstein	121,20	582,50	»
	Schieferton	9,30	591,80	»
	Sandstein	43,35	641,15	»

		Mächtigkeit in Metern	Tiefe in Metern	Formation
6. Flöz	Kohle	0,30	641,45	Muldengruppe
	Schieferton	1,60	643,05	»
	Sandstein	62,49	705,54	»
7. Flöz	Kohle	6,09	711,59	»
	Schieferton	0,10	711,69	»
	Kohle	1,15	712,84	»
	Schieferton	0,20	713,04	»
	Sandstein	18,06	731,10	»
	Schieferton	0,23	731,33	»
8. Flöz	Kohle	0,70	732,03	»
	Schieferton	2,32	734,35	»
	Sandstein	12,91	747,26	»
9. Flöz	Kohle	1,95	749,21	»
	Schieferton	4,39	753,60	»
	Sandstein	55,10	808,70	»
	Schieferton	0,90	809,60	»
	Sandstein	21,78	831,38	»
10. Flöz	Kohle	1,70	833,08	»
	Schieferton	6,08	839,16	»
	Sandstein	22,81	861,97	»
	Schieferton	0,85	862,72	»
	Sandstein	0,45	863,17	»
	Schieferton	2,75	865,92	»
	Kohle	1,80	867,72	»
	Schieferton	0,05	867,77	»
11. Flöz	Kohle	0,30	868,07	»
	Schieferton	0,08	868,15	»
	Kohle	1,87	870,02	»
	Schieferton	0,18	870,20	»
	Sandstein	10,55	880,75	»
	Schieferton	1,50	882,25	»
	Sandstein	2,30	884,55	»
	Schieferton	3,60	888,15	»
	Sandstein	14,90	903,05	»
	Schieferton	6,79	909,84	»
12. Flöz	Kohle	0,90	910,74	»
	Schieferton	0,50	911,24	»
	Kohle	0,30	911,54	»
	Schieferton	3,80	915,34	»
	Sandstein mit Toneisensteinen	2,44	917,78	»
	Schieferton	6,70	924,48	»
	Toneisenstein	0,05	924,53	»
	Sandstein	1,10	925,63	»
	Schieferton	0,05	925,68	»

		Mächtigkeit in Metern	Tiefe in Metern	Formation
	Kohle	0,10	925,78	Muldengruppe
	Kohlenschiefer	0,30	926,08	»
	Schieferton	0,65	926,73	»
	Sandstein	11,47	938,20	»
	Schieferton	2,70	940,90	»
	Sandstein	6,83	947,73	»
	Schieferton	3,50	951,23	»
	Sandstein	2,07	953,30	»
	Schieferton	0,40	953,70	»
	Toneisenstein	0,18	953,88	»
	Schieferton	2,52	956,40	»
13. Flöz	Kohle	0,35	956,75	»
	Schieferton	6,59	963,34	»
	Toneisenstein	0,15	963,49	»
	Schieferton	4,60	968,09	»
	Sandstein	24,88	992,97	»
	Schieferton	6,77	999,74	»
	Sandstein	5,70	1005,44	»
	Schieferton	4,50	1009,94	»
14. Flöz	Kohle	0,25	1010,19	»
	Schieferton	1,65	1011,84	»
15. Flöz	Kohle	0,20	1012,04	»
	Schieferton	6,67	1018,71	»
	Sandstein	10,55	1029,26	»
	Schieferton	1,61	1030,87	»

Gebohrt vom 2. November 1908 bis 24. November 1909.

Bohrung Nr. 9.

	Schwimmsand	18,00	18,00	Diluvium
	Diluvial-Letten mit Gerölle	22,00	40,00	»
	Miocäner Ton mit Sandstein und Braunkohle	59,00	99,00	Tertiär
	Sandstein	13,00	112,00	Perm
	Ton rot	3,00	115,00	»
	Sandstein	10,00	125,00	»
	Ton rot	4,00	129,00	»
	Sandstein	9,00	138,00	»
	Ton bunt	7,00	145,00	»
	Sandstein mit grauem Ton	19,50	164,50	»
	Ton grau und bunt	9,00	172,50	Carbon
1. Flöz	Kohle	0,30	173,80	Muldengruppe
	Ton grau	11,50	185,30	»
	Sandstein mit Pyrit	9,50	194,80	»
	Ton schwarz	2,50	197,30	»

		Mächtigkeit in Metern	Tiefe in Metern	Formation
	Sandstein	4,00	201,30	Muldengruppe
2. Flöz	Kohle	0,50	201,80	»
	Sandstein weiß	31,00	232,80	»
	Ton weiß	2,50	235,30	»
3. Flöz	Kohle	2,50	237,80	»
	Kohlenschiefer	6,00	243,80	»
	Ton bunt	2,00	245,80	»
	Sandstein	28,00	273,80	»
	Ton bunt	1,00	274,80	»
	Sandstein	6,00	280,80	»
4. Flöz	Kohle	0,80	281,60	»
	Sandstein	28,00	309,60	»
5. Flöz	Kohle	0,50	310,10	»
	Kohlenschiefer	2,40	312,50	»
	Sandstein	12,00	324,50	»
6. Flöz	Kohle	0,50	325,00	»
	Sandstein	12,00	337,00	»
	Ton grau	2,00	339,00	»
	Sandstein	26,00	365,00	»
7. Flöz	Kohle	1,50	366,50	»
	Kohlenschiefer	3,00	369,50	»
	Sandstein	23,50	393,00	»
	Kohlenschiefer	2,00	395,00	»
8. Flöz	Kohle	2,50	397,50	»
	Kohlenschiefer	1,50	399,00	»
	Ton grau	6,00	405,00	»
9. Flöz	Kohle	4,00	409,00	»
	Kohlenschiefer	3,00	412,00	»
	Sandstein gelb	20,00	432,00	»
	Kohle bunt	3,00	435,00	»
	Sandstein	22,00	457,00	»
	Kohlenschiefer	3,00	460,00	»
10. Flöz	Kohle	3,00	463,00	»
	Kohlenschiefer	10,00	473,00	»
	Sandstein	15,50	488,50	»

Bohrung Nr. 10.

Lehm	6,00	6,00	Diluvium
Sand mit Gerölle	55,00	61,00	Tertiär
Sandstein gelb	18,50	79,50	Perm
Ton rot	9,50	89,00	»
Sandstein gelb	34,50	123,50	»
Ton rot	4,50	128,00	»
Sandstein	6,00	134,00	»

		Mächtigkeit in Metern	Tiefe in Metern	Formation
	Ton bunt	8,50	142,50	Perm
	Sandstein rötlich	46,50	189,00	»
	Sandstein mit buntem Ton .	6,50	195,50	»
	Sandstein rötlich	31,50	227,00	Carbon
	Ton rötlich	1,50	228,50	Muldengruppe
1. Flöz	Kohle	0,70	229,20	»
	Kohlenschiefer	2,50	231,70	»
	Sandstein rötlich	16,50	248,20	»
	Ton bunt	6,00	254,20	»
	Sandstein grau	41,00	295,20	»
	Kohlenschiefer	1,50	296,70	»
2. Flöz	Kohle	1,00	297,70	»
	Sandstein grau	32,80	330,50	»
	Ton grau	3,00	333,50	»
	Sandstein mit Sphärosiderit .	19,50	353,00	»
	Ton grau	9,00	362,00	»
	Sandstein	14,00	376,00	»
3. Flöz	Kohlenschiefer	2,50	378,50	»
	Kohle	0,90	379,40	»
	Kohlenschiefer	1,60	381,00	»
	Sandstein grau	37,01	418,00	»
	Ton grün	2,50	420,50	»
	Sandstein grau	35,00	455,50	»
	Ton grün	6,00	461,50	»
4. Flöz	Kohlenschiefer	3,50	465,00	»
	Kohle	0,50	465,30	»
	Kohlenschiefer	5,70	471,00	»
	Sandstein grau	23,50	496,50	»
	Ton grau	2,00	498,50	»
	Sandstein	1,50	500,00	»
	Ton grün	1,00	501,00	»
	Sandstein grau	7,20	508,20	»
5. Flöz	Kohle	1,80	510,00	»
	Ton grau	2,50	512,50	»
	Sandstein	27,00	539,50	»
6. Flöz	Kohle	3,30	542,80	»
	Kohlenschiefer	4,50	547,30	»
	Sandstein grau	30,00	577,30	»
	Ton grau	2,70	580,00	»
	Sandstein	8,00	588,00	»
	Kohlenschiefer	2,00	590,00	»
7. Flöz	Kohle	3,00	593,00	»
	Kohlenschiefer	7,00	600,00	»

Bohrung Nr. 11. Regulice.

	Mächtigkeit in Metern	Tiefe in Metern	Formation
Mutterboden	—	6,00	Diluvium
Sandiger Ton	20,00	26,00	»
Sehr sandiger Ton mit Kalksteineinlagen	28,00	54,00	Jura
Harter sandiger Ton mit Kalksteinlagen	28,30	82,30	»
Sehr harter Kalkstein mit Quarzeinlagen	5,20	87,50	»
Harter Kalkstein	4,50	92,00	»
Sehr harter Kalkstein	9,50	101,50	»
Sehr harter Kalkstein mit Quarzeinlagen	1,00	102,50	»
Sehr harter Kalkstein mit Quarzeinlagen	1,80	104,30	»
Sandstein mit Quarzeinlagen	1,00	105,30	»
Sehr quarziger Sandstein	5,30	110,60	»
Harter Kalkstein	3,00	113,60	»
Kalkstein mit Schieferton	7,00	120,60	»
Harter Kalkstein	24,70	145,30	»
Schieferton mit Kalksteinlagen	5,20	150,50	Trias
Schieferton	16,00	166,50	»
Schieferton mit Sandsteineinlagen	33,70	200,20	»
Schieferton sehr sandig	8,80	209,00	»
Schieferton mit Kalksteineinlagen	7,00	216,00	»
Kalksand grobkörnig	30,20	246,20	»
Kalkstein sehr sandig	6,60	252,80	»
Kalkstein weich	4,40	257,20	»
Kalkstein	48,91	306,11	»
Ton rot mit Quarz	1,44	307,55	Perm
Ton weiß	1,75	309,30	»
Ton rot, fest	5,90	315,20	»
Sandstein	13,90	329,10	»
Ton rot	5,90	335,00	»
Sandstein	2,00	337,00	»
Ton rot	2,00	339,00	»
Sandstein rot	4,82	343,82	»
Schwimmsand	11,77	355,59	»
Fester Sandstein	0,41	356,00	»
Kies rot, schottrig	6,00	362,00	»
Sandstein rot, sehr hart mit Quarzeinlagen	12,20	374,20	»

		Mächtigkeit in Metern	Tiefe in Metern	Formation
	Sandstein rot mit Toneinlagen	6,80	380,00	Perm
	Schieferton brandig mit Schotter	2,00	382,00	»
	Sand tonig	1,50	383,50	»
	Sand rot mit Schotter . . .	4,50	388,00	»
	Schotter rot, sandig mit Toneinlagen	5,50	393,50	»
	Sand grob mit Toneinlagen .	16,60	410,10	»
	Sandstein grobkörnig mit Toneinlagen	32,10	442,20	»
	Kies rot, schotterartig mit Toneinlagen	12,80	455,00	»
	Kies rot, schotterartig mit Toneinlagen	1,00	456,00	»
	Ton sandig, rot	21,00	477,00	»
	Sand rot, kiesartig mit Toneinlagen	23,80	500,80	»
	Sandstein rot mit Quarz, zum Teil tonig	21,90	522,70	»
	Schieferton dunkelgrau mit Quarzkörnern	3,00	525,70	»
	Schieferton dunkelgrau . . .	6,80	532,50	»
	Sand rot, schotterartig . . .	4,50	537,00	»
	Schieferton dunkelgrau mit schwarzgrünem Schotter .	2,00	539,00	»
	Sand dunkelrot, schotterartig	1,20	540,20	»
	Sand dunkel mit dunkelgrauem Schiefer	10,80	551,00	»
	Schieferton dunkelgraugrün mit roten sandigen Einlagen .	10,00	561,00	»
	Schieferton dunkelgraugrün .	1,50	562,50	»
	Rötlich grauer Stein mit Quarz und Porphyreinlagen . .	5,10	567,60	»
	Porphyr	25,40	593,00	»
	Ton rot	14,50	607,50	»
	Sandstein rot	24,50	632,00	»
	Roter fester Ton und Kies . .	17,19	649,19	»
	Sand rot	11,35	660,54	»
	Ton graurot, sandig	30,46	691,00	»
	Schotter grob, bläulich, quarzhaltig	17,00	708,00	»
	Kies grau und gelb mit Toneinlagen	6,29	714,29	»
	Schieferton	15,03	729,32	Carbon
1. Flöz	Kohle	0,35	729,67	Muldengruppe
	Schieferton grau	0,50	730,17	»

		Mächtigkeit in Metern	Tiefe in Metern	Formation
	Schieferton rötlich	2,33	732,50	Muldengruppe
	Sandstein rotgrau	5,50	738,00	»
	Schieferton rötlich und gelb wechselnd	7,31	745,31	»
	Kies mit gelblichen und rötlichen Tonschichten	16,39	761,70	»
	Sandstein rot und gelb	62,30	824,00	»
	Sandstein grau	17,10	841,10	»
	Schieferton grau	2,09	843,19	»
2. Flöz	Kohle	0,64	843,83	»
	Schieferton grau	5,67	849,50	»
	Sandstein	31,00	880,50	»
	Konglomerat	2,10	882,60	»
3. Flöz	Kohle	0,20	882,80	»
	Schieferton grau mit Quarzeinlagen	2,34	885,14	»
4. Flöz	Kohle	0,40	885,54	»
	Sand graurot	0,26	885,80	»
	Schieferton	1,00	886,80	»
	Sandstein	0,50	887,30	»
	Grauer roter Sand	0,04	887,34	»
	Braunroter Sand	0,86	888,20	»
	Schieferton	0,80	889,00	»
	Grauer Sandstein	9,60	898,60	»
	Schieferton grau	0,90	899,50	»
5. Flöz	Kohle	0,10	899,60	»
	Sandstein rötlich	3,31	902,91	»
	Schieferton grau	0,69	903,60	»
6. Flöz	Kohle	0,10	903,70	»
	Schieferton grau	5,90	909,60	»
7. Flöz	Kohle	0,10	909,70	»
	Sandstein	0,25	909,95	»
	Schieferton dunkel	2,15	912,10	»
8. Flöz	Kohle	0,25	912,35	»
	Schieferton	1,80	914,15	»
9. Flöz	Kohle	0,70	914,85	»
	Kohle mit Sand und Schieferton	0,30	915,15	»
	Kohle rein	0,24	915,39	»
	Schieferton grau	4,84	920,23	»
	Sandstein grau	26,17	946,40	»
	Schieferton grau	10,00	956,40	»
	Sandstein grau, quarzitisch	35,50	991,90	»
	Schieferton	0,20	992,10	»
10. Flöz	Kohle	0,65	992,75	»
	Sandstein	0,30	993,05	»

Bohrung Nr. 12. Bachowice.

		Mächtigkeit in Metern	Tiefe in Metern	Formation
	Humus	1,00	1,00	Tertiär
	Letten gelb	2,00	3,00	»
	Tegel grau, sandig	6,00	9,00	»
	Sand mit grauem Tegel gemischt	39,00	48,00	»
	Sandstein sehr hart	0,50	48,50	»
	Ton grau sandig	7,50	56,00	»
	Sandstein	5,46	61,46	»
	Sandstein grau mit Tegeleinlagen	43,76	105,22	»
	Tegel grau mit harten Sandsteineinlagen	9,10	114,32	»
	Tegel hart, sandig	23,75	138,07	»
	Sandstein	0,10	138,17	»
	Tegel	1,20	139,37	»
	Sandstein mit Schwefelkiesel	0,60	149,97	»
	Tegel grau und hart	8,03	158,00	»
	Sandstein	3,69	161,69	»
	Tegel grau	1,31	163,00	»
	Sandstein	76,80	239,80	Carbon
	Schieferton	1,47	241,27	Muldengruppe
1. Flöz	Kohle	4,30	245,57	»
	Schieferton	0,30	245,87	»
	Sandstein	29,09	274,96	»
	Schieferton	1,21	276,17	»
2. Flöz	Kohle	0,35	276,52	»
	Schieferton	0,20	276,72	»
	Kohle	0,70	277,42	»
	Schieferton	5,30	282,72	»
	Sandstein	1,38	284,10	»
	Schieferton	0,80	284,90	»
	Sandstein	4,10	289,00	»
	Schieferton	2,60	291,60	»
3. Flöz	Kohle	0,40	292,00	»
	Schieferton	0,50	292,50	»
	Kohle	0,30	292,80	»
	Schieferton	0,10	292,90	»
	Kohle	2,15	295,05	»
	Schieferton	0,05	295,10	»
	Kohle	0,30	295,40	»
	Schieferton	6,40	301,80	»
	Sandstein	4,00	305,80	»
	Schieferton	0,60	306,40	»

		Mächtigkeit in Metern	Tiefe in Metern	Formation
	Sandstein grau, teils hart, teils weich mit Quarzen . . .	65,80	372,20	Muldengruppe
	Schieferton	2,96	375,16	»
4. Flöz	Kohle	0,97	376,13	»
	Schieferton	5,10	379,23	»
	Sandstein	65,95	445,18	»
	Schieferton	0,40	445,58	Sattelgruppe
5. Flöz	Kohle	1,30	446,88	»
	Schieferton	0,50	447,38	»
	Kohle	1,00	448,38	»
	Sandstein grob und hart . .	51,10	499,48	»
	» grob und hart . .	2,00	501,48	»
	Schieferton	2,12	503,60	»
6. Flöz	Kohle	1,80	505,40	»
	Schieferton	5,30	510,70	»
	Sandstein	13,13	523,83	»
	Schieferton	1,57	525,40	»
7. Flöz	Kohle	0,40	525,80	»
	Schieferton	1,60	527,40	»
	Sandstein grau	1,98	629,38	»
	Schieferton	8,12	637,50	»
	Sandstein	5,30	542,80	»
	Schieferton	5,48	548,28	Randgruppe
	Sandstein fest	4,00	552,28	»
	Schieferton grau mit Sandstein und Schwefelkieseinlagen .	59,22	611,50	»
	Sandstein grau mit Schiefertonschichten	13,00	624,50	»
	Schieferton mit Sandsteinbänken	17,50	642,10	»
	Kohle	0,70	642,70	»
	Schieferton mit Sandsteinbänken	4,30	647,00	»
	Sandstein grob mit dünnen Schiefertonschichten . . .	9,80	656,80	»
	Schieferton grau mit Toneisensteinknollen	32,60	689,40	»
	Sandstein	4,00	693,40	»
	Toneisensteinknollen	8,80	704,20	»
	Fester Sandstein	3,00	707,00	»
	Schiefer mit kleinen Kohlenschichten	19,60	726,80	»
	Sandstein fein fest	17,40	744,20	»
	Schieferton mit Eisensteinknollen	36,90	781,10	»
	Sandstein	5,20	786,30	»

	Mächtigkeit in Metern	Tiefe in Metern	Formation
Schieferton	0,50	786,80	Randgruppe
Sandstein mit Schwefelkies	7,50	794,30	»
Schieferton sehr fest	1,70	796,00	»
Sandstein fein fest	35,40	831,40	Flözleere Schichten
Schieferton fest	0,20	831,60	»
Sandstein fest, hell	29,80	861,40	»
Sandstein fest mit Schieferton-schichten	2,30	863,70	»
Sandstein fest	21,20	884,90	»
Sandiger Schieferton mit Ton-eisensteinen	7,80	892,70	»
Schieferton sandig mit Brand-schieferschichten	6,20	898,90	»
Schieferton mit Toneisensteinen	7,80	906,70	»
Schieferton sandig	12,30	919,00	»

Gebohrt vom 4. Juli 1909 bis 4. Mai 1910.

Bohrung 13. Nowe dwory.

Humus	0,50	0,50	Diluvium
Letten grau	4,60	5,10	»
Sand grobkörnig	4,40	9,50	»
Letten grau	5,60	15,10	Tertiär
Tegel grau sandig	24,00	39,10	»
Sandstein grau	19,60	58,70	»
Tegel teils sandig, teils fettig	95,20	153,90	»
Sandstein grau	6,50	160,40	»
Tegel grau, fettig	7,60	168,00	»
Sandstein weich und hart	10,20	178,20	»
Tegel, grau, sandig und fettig	52,80	231,00	»
» » » » »	60,90	391,90	»
Sandstein sehr hart	0,70	292,60	»
Kalkstein weich und hart	43,90	336,50	Jura
Sandstein licht, hart	3,00	339,50	»
Schwimmsand	0,70	340,20	»
Sandstein hart und weich	10,50	350,70	»
Schieferton braun	1,60	352,30	Muldengruppe
Sandstein grau mittelhart	17,20	369,50	»
Schieferton licht	0,20	369,70	»
Sandstein mit Konglomerat und Kohlenspuren	11,20	380,90	»
Schieferton sandig, ziegelrot	0,60	381,50	»
Sandstein	58,00	439,50	»
Schieferton grau sandig	2,80	442,30	»
Sandstein grau mittelhart	5,10	447,40	»

		Mächtigkeit in Metern	Tiefe in Metern	Formation
	Schieferton grau, sandig . .	0,50	447,90	Muldengruppe
	Sandstein grau grob	0,50	448,40	»
	Schieferton dunkelgrün . . .	6,00	454,40	»
	Sandstein kleinkörnig . . .	31,60	486,00	»
	Schieferton	0,50	486,50	»
1. Flöz	Kohle	0,10	486,60	»
	Schieferton licht	2,10	488,70	»
	Sandstein grau	16,10	504,80	Randgruppe
	Schieferton	1,70	506,50	»
	Sandstein grau sehr weich .	4,70	511,20	»
	» » » » .	4,80	516,00	»
	Schieferton grau, hart . . .	2,20	518,20	»
	Sandstein grau	1,80	520,00	»
	Schieferton grau, hart . . .	3,80	523,80	»
	Sandstein grau, mittelhart . .	3,60	527,40	»
	Schieferton grau	0,70	528,10	»
	Sandstein grau mit Konglomeraten	5,50	533,60	»
	Sandstein weich	15,80	549,40	»
	Schieferton grau	0,70	550,10	»
	» m. Konglomeraten grau	4,80	554,90	»
	Schieferton grau	6,80	561,70	»
	» mit Sandstein . .	1,20	562,90	»
	Sandstein grob	58,90	621,80	»
	» »	0,60	622,40	»
2. Flöz	Kohle	0,20	622,60	»
	Schieferton grau	1,70	624,30	»
	Sandstein mild grau	14,50	638,80	»
	» hart	14,40	653,20	»
3. Flöz	Kohle	0,10	653,30	»
	Schieferton mild	1,90	655,20	»
	milder Sandstein	1,50	656,70	»
	grobkörniger Sandstein mit Konglomeraten	1,60	658,30	»
	Sandstein grau, hart mit Kohlenschmitzen	5,90	664,20	»
	Sandstein hart	3,30	667,50	»
	» weich mit Konglomeraten	23,40	690,90	»
	Sandstein weich	0,20	691,10	»
	» sehr hart	1,80	692,90	»
	» mittelhart	0,50	693,40	»
	» grob mit Konglomeraten	7,70	701,10	»

		Mächtigkeit in Metern	Tiefe in Metern	Formation
	Schieferton	5,98	707,08	Randgruppe
4. Flöz	Kohle	0,17	707,25	»
	Schieferton	0,15	707,40	»
	» mit Brandschiefer	0,68	708,08	»
5. Flöz	Kohle	0,17	708,25	»
	Schieferton	0,15	708,40	»
	Kohle	1,00	709,40	»
	Schieferton	0,50	709,90	»
	Kohlenschiefer	0,50	710,40	»
	Schieferton grau	2,10	712,50	»
	Sandstein	2,90	715,40	»
	» mit Konglomeraten	20,40	735,80	»
	»	4,50	740,30	»
	Brandschiefer mit Kohle . .	0,40	740,70	»
	Schieferton	1,70	742,40	»
	» mit Kohlenspuren	0,80	743,20	»
	» grau, weich . .	1,20	744,40	»
	» » , hart . . .	2.20	746,60	»
	Sandstein mit Kohlenschmitzen	0,05	746,65	»
	» » Konglomeraten .	20,25	766,90	»
	»	3,20	770,10	»
6. Flöz	Kohle mit Schieferton . . .	0,40	770,50	»
	Sandstein hart	29,10	799,60	»
	Kohle	0,50	800,10	»
	Kohlenschiefer	0,10	800,20	»
	Kohle	1,10	801,30	»
7. Flöz	Kohlenschiefer	0,15	801,45	»
	Kohle	0,35	801,80	»
	» schiefrig	0,10	801,90	»
	Schieferton	1,35	803,25	»
	Sandstein	4,30	807,55	»
	» mit Kohle	0,70	808,25	»
	» weich mit Konglomeraten	4,70	812,95	»
	Sandstein grau mittelhart . .	15,70	828,65	»
	» mit Kohle	0,30	828,95	»
	» » Konglomeraten	6,40	835,35	»
	» grau sehr hart mit Konglomeraten	2,70	838,05	»
	Sandstein grau sehr hart mit Konglomeraten	0,50	838,55	»
	Sandstein mit Kohlenspuren .	0,30	838,85	»
	» » Konglomeraten	13,70	852,55	»

		Mächtigkeit in Metern	Tiefe in Metern	Formation
8. Flöz	Kohle	0,70	853,25	Randgruppe
	Schieferton	2,60	855,85	»
	Sandstein grob mit Konglomeraten	9,40	865,25	»
	Sandstein fein	5,20	870,45	»

Gebohrt vom 22. September 1909 bis 8. August 1910.

Bohrung 14. Poreba wielka.

	Humus	0,30	0,30	Diluvium
	Lehm gelb	3,20	3,50	»
	Tegel grau	7,00	10,50	»
	Sand grau	1,50	12,00	»
	Schotter grob	7,70	19,70	»
	Ton sandig	3,80	23,50	»
	Tegel grau	29,50	53,00	Tertiär
	Sandstein grau	6,00	59,00	»
	Tegel blau	14,00	73,00	»
	» grau	102,00	175,00	»
	Sandstein	12,40	187,40	»
	Tegel grau mit Sandsteineinlagen	97,50	284,90	»
	Schwefelkies	0,30	285,25	»
	Quarz mit Schwefelkies . . .	21,43	306,68	Carbon
	Sandstein	80,15	386,83	Muldengruppe
1. Flöz	Kohle	0,30	387,13	»
	Schieferton blau und schwarz	20,48	407,61	»
	Sandstein	7,34	414,95	»
2. Flöz	Kohle	2,30	417,25	»
	Schieferton grau und schwarz	1,75	419,00	»
	Sandstein grau und hart . .	30,05	449,05	»
	Schieferton grau m. schwachen Kohlen u. Sandsteinschichten	7,95	457,00	»
	Sandstein grau	21,00	478,00	»
	Schieferton grau mit Kohlenstreifen	16,07	494,07	»
	Sandstein fest	1,09	495,16	»
3. Flöz	Kohle	0,80	495,96	»
	Sandstein	0,20	496,16	»
	Schieferton	0,20	496,36	»
	Kohle	0,30	496,66	»
	Schieferton	0,10	496,76	»
	Kohle	0,50	497,26	»
	Schieferton	1,71	498,97	»

		Mächtigkeit in Metern	Tiefe in Metern	Formation
4. Flöz	Kohle	0,80	499,77	Muldengruppe
	Schieferton grau	3,63	503,40	»
	Sandstein grau	39,43	542,83	»
5. Flöz	Kohle	1,40	544,23	»
	Schieferton	2,47	546,70	»
	Sandstein grau	27,06	573,76	»
6. Flöz	Kohle	0,70	574,46	»
	Schieferton	0,40	574,86	»
	Kohle	0,90	575,76	»
	Schieferton	0,80	576,08	»
	Sandstein grau	26,92	603,48	»

Gebohrt vom 9. September 1909 bis 4. Januar 1910.

Bohrung Nr. 15. Leki.

	Humus	1,50	1,50	Diluvium
	Schotter grob	7,60	9,10	»
	Tegel grau mit Sandsteinschichten	119,00	128,10	Tertiär
	Sandstein	8,39	136,49	»
	Tegel grau, sandig	7,50	143,99	»
	Sandstein	60,21	204,20	»
	Tegel grau, sandig	94,80	399,00	»
	Sandstein mit Tegelschichten	0,70	305,70	»
	Tegel mit Sandsteinschichten	16,80	322,50	»
	Sandstein	10,40	332,90	»
	Tegel sandig mit Sandsteinschichten	53,57	376,47	Carbon
	Sandstein	15,40	391,87	Muldengruppe
	» grau	7,70	399,57	»
	» gelblich weiß	21,93	421,50	»
	» grau, grob und hart	11,22	432,72	»
	» gelblich	18,88	451,60	»
	» grau mit Schieferton	0,30	451,90	»
1. Flöz	Kohle	0,11	452,01	»
	Sandstein grau	1,19	453,20	»
	Schieferton	2,60	455,80	»
2. Flöz	Kohle	1,08	456,88	»
	Schieferton schwarz	0,20	457,08	»
	» grau	0,80	457,88	»
	» mit Kohlenspuren	0,75	458,63	»
	Sandstein grau	6,87	465,50	»
3. Flöz	Kohle	0,15	465,65	»
	Sandstein	2,58	468,23	»
	Schieferton sandig	1,00	469,23	»

		Mächtigkeit in Metern	Tiefe in Metern	Formation
4. Flöz	Kohle	0,30	469,53	Muldengruppe
	Schieferton	0,25	469,78	»
	Sandstein grob	6,05	475,83	»
	»	2,47	478,30	»
	Schieferton schwarz	0,20	478,50	»
	» dunkel	0,30	478,80	»
5. Flöz	Kohle	3,50	482,30	»
	Grauer Schieferton	0,40	482,70	»
	Schieferton mit schwarzem Kohlenschiefer	6,70	485,94	»
	Sandstein mit Kohlenschmitzen	13,75	499,65	»
	Schwarzer Schiefer	0,25	499,90	»
6. Flöz	Kohle	0,45	500,35	»
	Sandstein grob	16,79	517,14	»
	Sandstein	3,46	520,60	»
	Schieferton	0,12	520,72	»
7. Flöz	Kohle	0,85	521,57	»
	Schieferton dunkel	0,20	521,77	»
	Sandstein grau	0,10	521,87	»
	Schieferton	1,53	523,40	»
8. Flöz	Kohle	0,60	524,00	»
	Schieferton grau	13,00	537,00	»
	Sandstein	3,50	540,50	»
	Schieferton grau	0,40	540,90	»
	Kohle	0,75	541,65	»
	Kohlenschiefer mit grauem Schieferton	1,15	542,80	»
	Schieferton schwarz mit Kohle	1,20	544,00	»
	Kohle mit etwas Schiefer . .	0,55	544,55	»
	Schieferton grau	1,05	545,60	»
	Kohle mit etwas Schiefer . .	0,55	546,15	»
	Schieferton grau	7,55	553,70	»
	» schwarzgrau . .	1,30	555,00	»
	Kohlenschiefer	0,55	555,55	»
	Schieferton grau	2,35	557,90	»
	» schwarz	1,70	559,60	»
	Sandstein	4,40	564,00	Randgruppe
	» mit grauen Schieferstreifen	6,80	570,80	»
	Sandstein	4,45	575,25	»
	Schieferton grau, sandig . .	0,55	575,80	»
	Sandstein mit Schieferton-schichten	4,20	580,00	»
	Schieferton grau	0,60	580,60	»

		Mächtigkeit in Metern	Tiefe in Metern	Formation
	Schieferton grau mit Toneisenstein	2,40	583,00	Randgruppe
	Schieferton grau und dunkel	2,66	585,66	»
	Sandstein grau	5,50	591,16	»
	Schieferton grau	1,90	593,06	»
	Sandstein	10,65	603,71	»
	» hart, bunt	0,89	604,60	»
	Schieferton grau	2,81	607,41	»
	Toneisenstein	0,10	607,51	»
	Schieferton	0,56	608,07	»
	Toneisenstein	0,09	608,16	»
	Schieferton dunkel	1,60	609,76	»
	Toneisenstein	0,14	609,90	»
	Schieferton dunhel	4,57	614,47	»
	Sandstein grau, fest	5,70	620,17	»
	» » m.Tonschichten	5,00	625,17	»
	»	5,83	631,00	»
	Schieferton	0,50	631,50	»
11. Flöz	Kohle	0,25	631,75	»
	Schieferton	0,55	632,30	»
	Sandstein	3,83	636,13	»
	Schieferton	0,19	636,32	»
12. Flöz	Kohle	0,38	636,70	»
	Schieferton	5,30	642,00	»
	Sandstein	5,00	647,00	»
	Schieferton grau	1,05	648,05	»
	» mit Konglomeraten	0,50	648,55	»
	» » Kohlenschmitzen	0,20	648,75	»
	» schwarzgrau	0,25	649,00	»
	» grau	1,05	650,05	»
	Bröckelschiefer	3,40	653,45	»
	Schieferton	0,95	654,40	»
	Sandstein	17,60	672,00	»
	Schieferton	0,25	672,25	»
	Kohle mit Schieferton	0,15	672,40	»
	Schieferton	0,60	673,00	»
	» mit Toneisenstein	4,00	677,00	»
	» » Sandstein	4,53	681,53	»
	Sandstein	11,47	693,00	»
	Schieferton mit Toneisenstein	14,30	707,30	»
	Brandschiefer grau mit Schiefertonschichten	2,70	710,00	»
	Schieferton mit Toneisenstein	3,20	713,20	»
	» sandig	0,20	713,40	»

	Mächtigkeit in Metern	Tiefe in Metern	Formation
Schieferton mit Toneisenstein	6,10	719,50	Randgruppe
» grau, sandig . .	6,21	725,71	»
» dunkel	5,59	731,30	»
Toneisenstein	0,10	731,40	»
Sandstein	9,40	740,80	»
Schieferton hart mit Toneisenstein	7,50	748,30	»
Schieferton grau	0,20	748,50	»
Brandschiefer	0,15	748,65	»
Schieferton mit Toneisenstein	2,35	751,00	»
» » Brandschiefer	2,51	753,51	»

Gebohrt vom 8. November 1909 bis 14. September 1910.

Bohrung Nr. 16. Nowa wies.

Kies grob und Sand	12,88	12,88	Diluvium
Kies mit groben Findlingen .	3,77	16,65	»
Tegel grau	63,35	100,05	Tertiär
Grauer sandiger Ton . . .	10,00	110,00	»
» fester Sandstein . . .	41,30	151,30	»
» harter Ton	13,50	164,80	»
Tegel grau hart	22,20	187,00	»
Sandstein hart	4,90	191,90	»
Tegel grau hart	8,50	200,40	»
Sandstein hart	25,10	225,50	»
» lose	0,70	226,20	»
» hart	11,40	237,60	»
» lose	7,00	244,60	»
» hart	0,60	245,20	»
Schieferton hart	3,40	248,60	»
» grau	0,50	249,10	»
» sehr zertrümmert und verworfen	2,95	252,05	»
Schieferton sehr zertrümmert und verworfen	104,25	356,30	»
Sandstein hart	1,70	358,00	»
Schieferton verworfen . . .	7,30	365,30	»
» » hart .	12,70	378,00	»
» mit Sandsteinschichten	3,06	408,06	»
Sandstein	3,57	411,63	»
Schieferton	7,94	419,57	»
» grau, sandig . .	48,48	468,05	»
» » » . .	15,55	483,60	»

	Mächtigkeit in Metern	Tiefe in Metern	Formation
Schieferton mit Sandsteinschichten	5,85	489,45	Tertiär
Sandstein grau, hart	8,55	498,00	»
Schieferton grau, sandig	14,65	512,65	»
Sandstein grau	21,72	534,37	»
Schieferton fest, grau, sandig	65,63	600,00	»
» » » »	95,35	695,35	»
» graugrün, sandig	39,25	734,60	»
» » mit Sandstein stellenweise durchsetzt	10,70	745,30	»

Gebohrt vom 11. Januar 1910 bis 3. Februar 1911.

Bohrung Nr. 17. Przeginia.

	Sandstein	3,95	3,95	Tertiär
	Tegel sandig	3,75	7,70	»
	Sand	1,93	9,63	»
	»	4,04	13,67	»
	Tegel	53,37	67,04	»
	»	3,03	70,07	»
	Kalkstein	72,83	142,90	Jura
	Sandstein	6,56	149,46	Carbon
	» bunt	11,90	161,36	Muldengruppe
	» grau	8,00	169,36	»
	»	4,96	174,32	»
	» sehr fest	13,80	188,12	»
	Schieferton	9,11	197,23	»
1. Flöz	Kohle	0,22	197,45	»
	Schieferton	17,77	215,22	»
	Sandstein	22,46	237,68	»
	Schieferton	0,12	237,80	»
2. Flöz	Kohle	0,14	237,94	»
	Sandstein	61,36	299,30	»
	» mit schwachen Schiefertonschichten	4,05	303,35	»
	Sandstein	33,42	336,77	»
	Schieferton	1,40	338,17	»
3. Flöz	Kohle	0,75	388,92	»
	Schieferton	3,90	342,82	»
4. Flöz	Kohle	0,39	343,21	»
	Schieferton	0,16	343,37	»
	Sandstein	44,91	388,28	»
	Schieferton	19,84	408,12	»

		Mächtigkeit in Metern	Tiefe in Metern	Formation
5. Flöz	Kohle	0,30	408,42	Muldengruppe
	Schieferton	0,15	408,57	»
	Kohle	0,25	408,82	»
	Schieferton	1,00	409,82	»
	» mit Kohle	0,20	410,02	»
6. Flöz	Kohle	0,25	410,27	»
	Schieferton	1,36	411,63	»
	» mit Kohle	2,75	414,38	»
	Sandstein	48,50	474,77	»
7. Flöz	Kohle	0,40	475,18	Sattelgruppe
	Schieferton	0,20	475,38	»
	Kohle	1,60	476,98	»
	Schieferton	0,20	477,18	»
	Kohle	1,10	478,28	»
	Schieferkohle	0,10	478,38	»
	Kohle	0,90	479,28	»
	Schieferton	0,92	480,20	»
	Sandstein	63,60	543,80	»
8. Flöz	Kohle	0,10	543,90	»
	Schieferton	0,60	544,50	»
9. Flöz	Kohle	3,90	548,40	»
	» mit dünnen Schiefermitteln	1,00	549,40	»
	Kohle	1,60	551,00	»
	» mit Schieferton	0,70	551,70	»
	Schieferton	0,35	552,05	»
	Sandstein	56,20	608,25	»
	Schieferton	2,30	610,55	»
10. Flöz	Kohle	0,25	610,80	»
	Schieferton	3,52	614,32	»
11. Flöz	Kohle	0,95	615,27	»
	» mit Schieferton	1,95	617,22	»
	Schieferton	0,60	617,82	»
	Sandstein	24,96	642,78	Randgruppe
	Schieferton	1,93	644,71	»
	Sandstein	16,04	660,75	»
12. Flöz	Kohle	0,20	660,95	»
	Schieferton	2,65	663,60	»
	Sandstein	2,25	665,85	»
	Schieferton	0,24	666,09	»
	Sandstein	50,27	716,36	»
	Schieferton	0,90	717,26	»
	Sandstein	6,92	724,18	»
	Schieferton	1,32	725,50	»

		Mächtigkeit in Metern	Tiefe in Metern	Formation
	Sandstein	0,90	726,40	Randgruppe
	Schieferton	5,23	731,63	»
13. Flöz	Kohle	0,27	731,90	»
	Schieferton	0,55	732,45	»
	Sandstein	19,60	752,05	»
	Schieferton	7,25	759,30	»
	Sandstein	52,56	811,86	»

Gebohrt vom 5. März 1910 bis 2. November 1910.

Bohrung Nr. 18. Pila.

Sand gelb	5,50	5,50	Diluvium
Ton blau	5,20	10,70	»
Lehm gelb mit Kalksteintrümmern	9,50	20,20	Jura
Kalkstein hellgrau, mild . .	2,66	22,86	»
» fest	0,70	23,56	»
»	0,39	23,95	»
Letten gelb, teils sandig, teils mit Sandsteintrümmern . .	13,25	37,20	»
Sand gelb	1,49	38,69	»
Kalkstein gelb	7,21	45,90	»
Letten gelb	1,00	46,90	»
» grau	0,10	47,00	»
» blau	3,85	50,85	»
Kalkstein	0,70	51,55	»
Sand hellgrau	1,20	52,75	»
Ton hellgrau	0,30	53,05	»
Kalkstein mit schwachen hellgrauen Tonschichten . . .	2,21	55,26	Trias
Kalkstein hellgrau	5,58	60,94	»
Ton hellgrau	0,36	61,30	»
Kalkstein hellgrau, fest . . .	9,20	70,50	»
» gelb, mild	6,85	77,35	»
» mit hellgelben Tonschichten	14,38	91,73	»
Kalkstein hellgrau mit schwach. hellgelben Tonschichten .	5,97	97,70	»
Ton hellgelb mit Kalksteingerölle	2,00	99,70	»
Kalkstein hellgrau fest . . .	1,95	101,65	»
» mit schwachen hellgrauen Tonschichten . . .	3,71	105,36	»
Kalkstein fest, grau	25,47	130,83	»
» fein, fest	1,80	132,63	»

		Mächtigkeit in Metern	Tiefe in Metern	Formation
	Kalkstein blau, fest	57,67	190,30	Trias
	Letten blau mit Kalkstein . .	1,20	191,50	»
	» hellgrau	2,60	194,10	»
	Kalkstein rotgrau	4,60	198,70	»
	Letten rot	1,20	199,90	Perm
	Sandstein	4,50	204,40	»
	» rotgrau	2,60	207,00	»
	» rotgrau, quarzreich	0,80	207,80	»
	»	49,60	257,40	»
	Quarzsand fest mit harten Schichten	22,10	279,50	»
	Bunter Sandstein	50,20	329,70	»
	» » mit Tonschichten	37,90	367,60	»
	Ton rot, fest	11,40	379,00	»
	Sandstein mit Tonschichten .	51,40	430,40	»
	» rot	71,40	501,80	»
	» mit Tonschichten .	11,20	513,00	»
	»	12,20	525,20	»
	»	49,80	575,00	»
	» gelbgrau	51,50	626,50	»
	Schieferton	1,10	627,60	Carbon
	Sandstein	1,05	628,65	Muldengruppe
1. Flöz	Kohle	0,40	629,05	»
	Sandstein konglomeratartig .	0,70	629,75	»
	» grau	17,70	647,45	»
	» grau mit Kohlenschmitzen	6,00	653,45	»
	Sandstein grau	22,65	676,10	»
2. Flöz	Kohle	3,65	679,75	»
	Kohlenschiefer	0,20	679,95	»
	Kohle	1,40	681,35	»
	Schieferton.	2,50	683,85	»
3. Flöz	Kohle	0,80	684,65	»
	Kohlenschiefer	1,10	685,75	»
	Kohle	1,40	687,15	»
	Schieferton.	0,70	687,85	»

Gebohrt vom 5. April bis 21. Dezember 1910.

Bohrung Nr. 19. Przeciszow.

Humus	0,50	0,50	Diluvium
Letten gelb	3,50	4,00	»
Sand grau, tonig	4,50	8,50	»
» grau	6,90	5,40	»

		Mächtigkeit in Metern	Tiefe in Metern	Formation
	Tegel grau, sandig, zäh	32,96	48,36	Tertiär
	Sandstein grau, fest	31,44	79,80	»
	Tegel grau, zäh	59,30	139,10	»
	Sand grau, tonig	18,90	158,00	»
	Tegel grau, zäh	99,77	257,77	»
	Sandstein grau, scharf	52,23	310,00	Carbon
1. Flöz	Kohle	0,40	310,40	Muldengruppe
	Schieferton	0,05	310,45	»
	Kohle	1,30	311,75	»
	Schieferton	0,20	311,95	»
	Sandstein	32,43	344,37	»
2. Flöz	Kohle	1,55	345,92	»
	Schieferton	0,25	346,17	»
	Kohle	0,15	346,32	»
	Schieferton	1,50	347,82	»
3. Flöz	Kohle	0,35	348,17	»
	Schieferton	0,83	349,00	»
	Sandstein	35,26	384,26	»
4. Flöz	Kohle	1,30	385,56	»
	Kohlenschiefer	0,25	385,81	»
	Kohle	0,60	386,41	»
	Kohlenschiefer	0,20	386,61	»
	Kohle	1,60	388,21	»
	Kohlenschiefer	0,10	388,31	»
	Kohle	1,80	390,11	»
	Kohlenschiefer	0,10	390,21	»
	Kohle	0,25	390,46	»
	Schieferton	0,74	391,20	»
	Sandstein	20,82	412,02	»
5. Flöz	Kohle	0,43	412,45	»
	Schieferton	0,20	412,65	»
	Sandstein	12,27	424,92	»
6. Flöz	Kohle	0,85	425,77	»
	Schieferton	0,33	426,10	»
	Sandstein	67,96	494,06	»
7. Flöz	Kohle	0,40	494,46	»
	Schieferton	0,20	494,66	»
	Kohle	0,20	494,86	»
	Sandstein	49,19	544,05	»
8. Flöz	Kohle	0,72	544,77	»
	Sandstein	30,93	575,70	»
9. Flöz	Kohle	0,55	576,25	»
	Kohlenschiefer	0,03	576,28	»
	Kohle	0,48	576,76	»
	Sandstein	15,87	592,63	»

		Mächtigkeit in Metern	Tiefe in Metern	Formation
10. Flöz	Kohle	0,96	593,59	Muldengruppe
	Kohlenschiefer	0,04	593,63	»
	Kohle	1,12	594,75	»
	Sandstein	59,53	654,28	»
11. Flöz	Kohle	1,64	655,92	»
	Sandstein	8,68	664,60	»
	Schieferton	0,14	664,74	»
12. Flöz	Kohle	1,60	666,34	»
	Schieferton	3,19	669,53	»
13. Flöz	Kohle	0,50	670,03	»
	Schieferton dunkel	1,50	671,53	»
14. Flöz	Kohle	1,55	673,08	»
	Schieferton	14,52	687,60	»
	Sandstein	11,70	699,30	»
	Schieferton	15,86	715,16	»
	» mit Kohlenschmitzen	15,45	730,61	»
15. Flöz	Kohle	0,30	730,91	»
	Schieferton	19,90	750,81	»
	Sandstein	2,70	753,51	Sattelgruppe
	Schieferton	4,83	758,35	»
16. Flöz	Kohle	0,60	758,94	»
	Schieferton	19,56	778,50	»
	Sandstein	2,70	781,20	»
	Schieferton	52,56	802,50	»
	Sandstein	1,00	803,50	»
	Schieferton mit Brandschiefer und Kohlenschmitzen	21,98	825,48	»
	Schieferton	5,12	830,60	»
	Sandstein	6,41	837,01	»
	Schieferton	20,01	857,02	»
	» mit Brandschiefer und Kohlenspuren	20,24	857,26	»
	Schieferton sandig	4,45	881,71	»
	Sandstein gelb	2,29	884,00	»
	Schieferton sandig	0,79	884,79	»
	Sandstein mit Schieferton-schichten	6,27	891,06	»
	Schieferton dunkel	7,94	899,00	Randgruppe
17. Flöz	Kohle	0,20	899,20	»
	Schieferton dunkel	5,21	904,41	»
18. Flöz	Kohle	0,40	904,81	»
	Schieferton dunkel	4,59	909,40	»
19. Flöz	Kohle	0,20	909,60	»
	Schieferton dunkel	0,60	910,20	»

		Mächtigkeit in Metern	Tiefe in Metern	Formation
20. Flöz	Kohle	0,30	910,50	Randgruppe
	Schieferton dunkel	2,60	913,10	»
	Sandstein	2,61	915,71	»
	Schieferton dunkel und hell	9,41	925,12	»
	Sandstein	0,80	925,92	»
	Schieferton	1,08	927,00	»
21. Flöz	Kohle	0,25	927,25	»
	Schieferton	5,30	932,55	»
22. Flöz	Kohle	0,45	933,00	»
	Schieferton sandig	14,70	947,70	»
23. Flöz	Kohle	0,20	947,90	»
	Schieferton dunkel	23,88	971,78	»
24. Flöz	Kohle	0,10	971,88	»
	Schieferton	42,42	1017,30	»
	» dunkel mit Brandschiefer und Kohlenschichten	0,97	1018,27	»
	Schieferton dunkel und hell	10,21	1029,48	»
	Brandschiefer mit Kohle	0,20	1029,68	»
	Schieferton hell und dunkel	1,52	1030,20	»
	» sandig	0,60	1030,80	»
	Sandstein	1,50	1032,30	»
	Schieferton	19,42	1051,72	»
	Brandschiefer	0,58	1052,30	»
	Schieferton	14,88	1067,18	»
25. Flöz	Kohle mit Brandschiefer	0,20	1067,38	»
	Schieferton	9,52	1076,90	»
	Brandschiefer mit Kohle	0,10	1077,00	»
	Sandstein	1,90	1078,90	»
	Schieferton	2,40	1081,30	»
	Sandstein	0,65	1081,95	»
	Schieferton dunkel	39,42	1121,37	»
	» hell	1,73	1123,10	»
	» dunkel	26,68	1149,78	»
	» dunkel, rein, mit sandigem wechselnd	13,55	1163,33	»
	Schieferton dunkel mit Schiefer	5,01	1168,34	»
	» dunkel	23,05	1191,39	»
	Sandstein	1,70	1193,09	»
	Schieferton dunkel	1,10	1194,19	»
26. Flöz	Kohle	0,20	1194,39	»
	Schieferton	0,80	1195,19	»
27. Flöz	Kohle	0,10	1195,29	»
	Schieferton	13,14	1208,33	»
28. Flöz	Kohle	0,15	1208,58	»

	Mächtigkeit in Metern	Tiefe in Metern	Formation
Schieferton	3,71	1212,29	Randgruppe
Sandstein	24,11	1236,40	»
Schieferton	6,60	1243,00	»
Sandstein	1,36	1244,36	»
Schieferton hell und dunkel .	8,49	1252,85	»
Sandstein	5,65	1258,50	»

Gebohrt vom 13. April 1910 bis 2. Februar 1911.

Bohrung Nr. 20. Tluczan.

Humus	2,00	2,00	»
Letten blau, gelb	6,00	8,00	Tertiär
» hellgrau	7,00	15,00	»
» blau mit Steinen . . .	8,00	23,00	»
Ton grau mit Steinen . . .	17,00	40,00	»
» rot	5,00	45,00	»
Letten rot mit Steinen . . .	10,00	55,00	»
Tegel grau	35,00	90,00	»
Sandstein	12,00	102,00	»
Tegel grau und fest	80,00	182,00	»
» mit Schwefelkiesknollen	15,50	197,50	»
» grau und fest	99,60	297,10	»
Fester Kalkstein	24,90	322,00	»
Ton rot, grau	6,35	328,35	»
Sandstein	1,00	329,35	»
Schieferton grau mit Sandstein	62,50	391,85	»
Sandstein grau mit Schiefer-tonstreifen	10,00	401,85	»
Schieferton grau mit Sandstein-schichten und Toneisenstein-knollen	98,65	500,50	»
Schieferton grau	29,50	530,00	»
» mit Sandstein-schichten abwechselnd . .	129,00	659,00	»
Schieferton grau	19,00	678,00	»
»	22,60	700,60	»
Sandstein fein	10,50	711,10	»
» grau, fest	5,45	716,55	»
Schieferton grau	30,05	746,60	»
» graugrün	57,00	803,60	»

Gebohrt vom 12. Juli 1910 bis 16. Februar 1911.

Bohrung 21. Mirow.

		Mächtigkeit in Metern	Tiefe in Metern	Formation
	Letten	1,30	1,30	Diluvium
	Sandstein fein und grobkörnig	6,30	7,60	»
	Schotter	4,50	12,10	»
	Letten grau	1,50	13,60	»
	Sand rot	1,00	14,60	Perm
	Letten dunkelrot	5,40	20,00	»
	Sand grobkörnig	4,10	24,10	»
	Sandstein	23,70	47,80	»
	» ziegelrot	1,70	49,50	»
	Letten	3,50	53,00	»
	Sandstein	21,50	74,50	»
	» ziegelrot	46,40	120,90	»
	Letten »	2,50	123,40	»
	Sandstein »	37,80	161,20	»
	Letten »	6,50	167,70	»
	Sandstein	26,90	194,60	»
	» ziegelrot mit Letten wechselnd	6,70	201,30	»
	Sandstein ziegelrot, weich	17,60	218,90	»
	» » , hart	28,40	247,30	»
	» » , weich	0,80	248,10	»
	Letten rot, hart	4,00	252,10	»
	Sandstein rot	25,60	277,70	»
	» » mit Letten	8,60	286,30	»
	» »	23,10	309,40	»
	» » , gemischt mit Letten	21,00	330,40	»
	Letten rot	2,40	332,80	»
	Sandstein rot	6,40	339,20	»
	» grau	0,40	339,60	Carbon
1. Flöz	Kohle	0,35	339,95	Muldengruppe
	Schieferton licht hart	10,15	350,10	»
	» » weich	5,30	355,40	»
	Sandstein mit Kohlenspuren	0,50	355,90	»
	Schieferton dunkelgrün	11,30	367,20	»
	Sandstein licht	19,40	386,20	»
	» grau	28,90	415,50	»
2. Flöz	Kohle	0,60	416,10	»
	Schieferton	0,45	416,55	»
	Sandstein licht	10,95	427,50	»
	» hart	22,50	450,00	»
	» mit Kohlenspuren	1,90	451,90	»
	Schieferton	1,10	453,00	»

		Mächtigkeit in Metern	Tiefe in Metern	Formation
3. Flöz	Kohle	0,05	453,05	Muldengruppe
	Schieferton mit Kohlenspuren	1,05	454,10	»
4. Flöz	Kohle	0,05	454,15	»
	Schieferton	1,15	455,30	»
	Sandstein	7,90	463,20	»
	Schieferton	2,00	465,20	»
	Sandstein	4,60	469,80	»
	Schieferton	6,10	475,90	»
	Sandstein	9,70	485,60	»
	Schieferton	2,30	487,90	»
	» mit Kohle . . .	1,50	489,40	»
	Sandstein	14,60	504,00	»
	Schieferton	4,00	508,00	»
	Sandstein feinkörnig	10,50	518,50	»
	» mittelhart	15,20	533,70	»
	» licht	28,60	562,30	»
	» mit Schiefertoneinlagen	5,40	567,70	»
	Schieferton	2,50	570,20	»
	Sandstein	5,70	575,90	»
	» mit Schieferton wechselnd	3,70	579,60	»
	Sandstein mit Kohlenspuren .	2,30	580,90	»
	Schieferton	4,55	586,45	»
5. Flöz	Kohle	0,15	586,60	»
	Schieferton	8,40	595,00	»
	Sandstein weich	4,00	599,00	»
	» sehr hart	1,00	600,00	»
	Schieferton sehr hart . . .	5,20	605,20	»
6. Flöz	Kohle	0,65	605,85	»
	Schieferton	3,25	609,10	»
	Sandstein	7,40	616,50	»
	Schieferton	7,10	623,60	»
	Sandstein	11,30	634,90	»
	Schieferton	4,70	639,60	»
7. Flöz	Kohle	2,00	641,60	»
	Schieferton	3,70	645,30	»
	Sandstein	0,80	646,10	»
	Schieferton	0,50	646,60	»
8. Flöz	Kohle	0,45	647,05	»
	Brandschiefer	0,35	647,40	»
	Schieferton mit Kohle . . .	0,50	647,70	»
	»	4,00	651,90	»
	Sandstein	28,50	680,40	»

		Mächtigkeit in Metern	Tiefe in Metern	Formation
	Schieferton mit Sandsteineinlagen	0,50	680,90	Muldengruppe
	Sandstein	7,30	688,20	»
	Schieferton	0,50	688,70	»
	»	0,90	689,60	»
9. Flöz	Kohle	0,15	689,75	»
	Schieferton mit Kohle	0,20	689,95	»
	Kohle	0,50	690,45	»
	Schieferton	0,65	691,05	»
	Kohle	0,70	691,75	»
	Schieferton mit Kohle	0,20	691,95	»
	» dunkel	2,25	694,20	»
	» mit Kohle	0,10	694,30	»
10. Flöz	Kohle	0,10	694,40	»
	Schieferton	4,40	698,80	»
	Sandstein	19,70	718,50	»
	» licht mit Konglomeraten	3,10	721,60	»
	Sandstein sehr licht	2,70	724,30	»
	» mit Konglomeraten	3,40	727,70	»
	» weiß	8,20	735,90	»
	» licht mit Konglomeraten	60,50	796,40	»
	Sandstein licht schwarz mit wenig Konglomeraten	5,00	801,40	»
	Sandstein licht	15,70	817,10	»
	Schieferton grau sehr hart	0,90	818,00	»
	» m. Sandsteinlagen	2,00	820,00	»
11. Flöz	Kohle	0,10	820,10	»
	Schieferton	0,30	820,40	»
	Kohle	0,60	821,00	»
	Schieferton mit Sandsteineinlagen	0,90	821,90	»
	Schieferton grau	2,10	824,00	»
	Sandstein licht	9,60	833,60	»
	Schieferton grau	2,10	835,70	»
12. Flöz	Kohle	0,50	836,20	»
	Schieferton dunkelgrau	2,60	838,80	»
	Sandstein licht	15,80	854,60	»
13. Flöz	Kohle	0,50	855,10	»
	» verschiefert	0,10	855,20	»
	Schieferton licht	0,60	855,80	»
	Sandstein quarzitisch	3,80	859 60	»

		Mächtigkeit in Metern	Tiefe in Metern	Formation
	Sandstein mit Schiefertoneinlagen	1,00	860,60	Muldengruppe
	Sandstein licht, hart	23,40	884,00	»
	» grau mit Kohlenspuren	1,80	885,80	»
	Sandstein licht	22,60	908,40	»
	Brandschiefer	0,20	908,60	»
	Schieferton grau	0,80	909,40	»
	» dunkelgrau	0,25	909,65	Sattelgruppe?
14. Flöz	Kohle	0,45	910,10	»
	Schieferton dunkelgrau	0,60	910,70	»
	Brandschiefer	0,20	910,90	»
	Kohle	6,00	916,90	»
15. Flöz	Schieferton grau	0,40	917,30	»
	Kohle	1.20	918,50	»
	Schieferton grau	1,40	919,90	»
16. Flöz	Kohle	0,65	920,55	»
	Schieferton dunkel	0,10	920,65	»
	» licht	0,45	921,10	»
	» grau sandig	0,20	921,30	»
	Sandstein licht	25,10	946,40	»
	» mit Kohlenspuren	9,60	956,00	»
	Kohle	1,80	957,80	»
	Schieferton braun	0,10	957,90	»
	Kohle schiefrig	1,50	959,40	»
	Schieferton braun	0,10	959,50	»
17. Flöz	Kohle schiefrig	0,65	960,15	»
	Schieferton	0,15	960,30	»
	Kohle	0,85	961,15	»
	Schieferton dunkel	0,15	961,30	»
	Kohle	0,80	962,10	»
	Schieferton	0,50	962,60	»
	Sandstein	0,70	963,30	»

Gebohrt vom 10. Dezember 1910 bis 7. Oktober 1911.

Bohrung 22. Czulowek.

Lehm	2,00	2,00	Tertiär
Tegel sandig	98,63	100,63	»
Kalkstein	4,29	104,92	Jura
» sehr hart	111,18	216,10	»
Sandstein	4,25	220,35	»
Ton sandig	87,37	307,72	Carbon
Sandstein	32,29	340,01	Randgruppe
Ton	21,39	361,40	»

		Mächtigkeit in Metern	Tiefe in Metern	Formation
	Sandstein	16,65	378,05	Randgruppe
1. Flöz	Kohle	0,20	378,25	»
	Schieferton	0,85	379,10	»
	Sandstein	20,59	399,69	»
	Schieferton	3,63	403,32	»
	Sandstein	32,38	435,70	»
	Schieferton	2,20	437,90	»
	Sandstein	7,49	445,39	»
	Schieferton	2,10	447,49	»
	Sandstein	6,85	454,34	»
	Schieferton	1,76	456,10	»
	Sandstein	7,20	463,30	»
	Schieferton	35,35	498,65	»
	» sandig	11,22	509,87	»
	Sandstein	24,89	534,76	»
	Schieferton	3,80	538,56	»
	Sandstein	2,52	541,08	»
	Schieferton mit Kohle . . .	0,18	541,26	»
	»	1,04	542,30	»
	Sandstein	10,30	552,60	»
	Schieferton	1,40	554,00	»
	Sandstein	16,27	570,27	»
	Brandschiefer	0,48	570,75	»
	Schieferton	2,15	572,90	»
	Sandstein	12,78	585,68	»
	Schieferton	1,82	587,50	»
	Sandstein	27,38	614,88	»
	Schieferton	0,57	615,45	»
	Sandstein	3,80	619,25	»
	Ton weiß	3,80	623,05	»
	Sandstein	42,10	665,15	»
	Schieferton sandig	8,87	674,02	»
	Sandstein	94,18	768,20	»
	Schieferton	9,40	777,60	»
	Eisenstein	0,15	777,75	Flözleere Schichten
	Schieferton	40,41	818,16	»
	Sandstein	22,47	840,63	»

Gebohrt vom 25. Februar 1911 bis 7. August 1911.

Bohrung 23. Wlosienica.

Mutterboden	1,50	1,50	Diluvium
Letten grau	6,70	8,20	»
» braun	0,40	8,60	»
Schwimmsand	4,40	13,00	»

		Mächtigkeit in Metern	Tiefe in Metern	Formation
	Schotter	0,60	13,60	Diluvium
	Ton graublau	74,50	88,10	Tertiär
	» sandig grau	0,90	89,00	»
	» grau	49,00	138,00	»
	Sand	4,10	142,10	»
	Ton sandig	20,90	163,00	»
	Sandstein	3,00	166,00	»
	Ton sandig	5,14	171,14	»
	» grau	105,37	276,51	»
	Sandstein sehr hart	11,87	288,38	Carbon
	» weich	11,53	299,91	Muldengruppe
	»	2,19	302,10	»
	Schieferton	8,30	310,40	»
	Sandstein hart	15,10	325,50	»
	» mit Quarzeinlagen	7,65	333,15	»
	Schieferton	0,88	334,03	»
1. Flöz	Kohle	0,07	334,10	»
	Schieferton mit Sandstein	11,30	345,40	»
	» grau	1,31	346,71	»
2. Flöz	Kohle	0,62	347,33	»
	Schieferton	4,67	352,00	»
	Sandstein	44,15	396,15	»
3. Flöz	Kohle	0,05	396,20	»
	Sandstein	20,60	416,80	»
4. Flöz	Kohle	0,20	417,00	»
	Schieferton	0,08	417,08	»
	Kohle	0,28	417,36	»
	Schieferton	0,24	417,60	»
	Sandstein	37,20	454,80	»
	Schieferton	10,00	464,80	»
	Sandstein	7,83	472,63	»
5. Flöz	Kohle	0,45	473,08	»
	Schieferton	0,42	473,50	»
	Sandstein	33,70	507,20	»
6. Flöz	Kohle	0,30	507,50	»
	Schieferton	0,88	508,33	»
7. Flöz	Kohle	0,67	509,05	»
	Schieferton	0,23	509,28	»
	Sandstein	28,89	538,17	»
8. Flöz	Kohle	0,77	538,94	»
	Schieferton	0,56	539,50	»
	Sandstein	37,50	577,00	»
	Schieferton	0,90	577,90	»
	Sandstein sehr fest	26,25	604,15	»

		Mächtigkeit in Metern	Tiefe in Metern	Formation
9. Flöz	Kohle	0,30	604,45	Muldengruppe
	Schieferton	0,45	604,90	»
	Sandstein grau	1,08	605,98	»
	» » sehr fest . .	2,40	608,38	»
	» »	0,12	608,50	»
	Schieferton	5,14	613,64	»
10. Flöz	Kohle	0,67	614,31	»
	Brandschiefer	0,33	614,64	»
	Schieferton	14,76	629,40	»
	Sandstein hellgrau	1,01	630,41	»
11. Flöz	Kohle	1,20	631,61	»
	Brandschiefer	0,20	631,81	»
	Schieferton	6,65	638,46	»
12. Flöz	Kohle	0,35	638,81	»
	Schieferton	5,34	644,15	»
13. Flöz	Kohle	0,25	644,40	»
	Schieferton dunkel	5,17	649,57	»
14. Flöz	Kohle	0,24	649,81	»
	Schieferton	5,29	655,10	»
	Sandstein	2,90	658,00	»
	Schieferton	7,30	665,30	»
15. Flöz	Kohle	0,20	665,50	»
	Schieferton dunkelgrau . . .	4,20	669,70	»
16. Flöz	Kohle	0,25	669,95	»
	Schieferton dunkelgrau . . .	1,25	671,20	»
17. Flöz	Kohle	0,15	671,35	»
	Schieferton dunkelgrau . . .	9,85	681,20	»
	Sandstein grau	21,30	702,50	»
	Schieferton dunkelgrau . . .	1,70	704,20	»
18. Flöz	Kohle	0,20	704,40	»
	Schieferton dunkelgrau . . .	7,40	711,80	»
	Schieferton	9,70	721,50	»
	Sandstein grau	5,00	726,50	»
	Schieferton grau	10,40	736,90	»
19. Flöz	Kohle	0,30	737,20	»
	Schieferton dunkelgrau . . .	9,80	747,00	»
	Sandstein grau	6,10	753,10	»
	Schieferton grau	3,50	756,60	»
	Sandstein grau, fest	13,40	770,00	»
	Schieferton grau, zäh . . .	33,68	803,68	»
	Sandstein grau	5,42	809,10	»
	Schieferton grau	0,20	809,30	»
20. Flöz	Kohle	0,15	809,45	»
	Schieferton grau	5,35	814,80	»

		Mächtigkeit in Metern	Tiefe in Metern	Formation
	Schieferton mit Toneisenstein-einlagen	3,20	818,00	Muldengruppe
	Schieferton	2,65	820,65	»
	Sandstein	0,60	821,25	»
	Schieferton	4,75	826,00	»
	» mit Toneisenstein-einlagen	4,80	830,80	»
	Schieferton grau	1,70	832,50	»
21. Flöz	Kohle	0,10	832,60	»
	Schieferton mit Toneisenstein	3,60	836,20	»
	» grau	8,30	844,50	»
	Sandstein	0,40	844,90	»
22. Flöz	Kohle	0,10	845,00	»
	Sandstein grau	2,20	847,20	»
23. Flöz	Kohle	0,10	847,30	»
	Sandstein	2,70	850,00	»
	Schieferton dunkelgrau . . .	8,90	858,90	»
	» mit Toneisenstein-einlagen	23,10	882,10	»
	Schieferton grau	0,90	883,00	»
	Sandstein	6,00	889,00	»
	Schieferton	11,70	900,70	»
	» mit Sandsteinein-lagen	8,00	908,70	»
24. Flöz	Kohle	0,10	908,80	»
	Schieferton mit Sandsteinein-lagen	3,00	911,80	»
	Brandschiefer	0,40	912,20	»
	Schieferton mit Sandsteinein-lagen	6,40	918,60	»
	Sandstein grau	1,60	920,20	»
	Schieferton mit Sandsteinein-lagen	8,10	928,30	»
	Sandstein mit Schiefertonein-lagen	4,20	932,50	»
	Schieferton	2,60	935,10	»
	Brandschiefer	0,20	935,30	»
	Schieferton grau mit Sandstein-einlagen	13,70	949,00	»
	Sandstein grau	10,70	959,70	»
	Schieferton dunkelgrau . . .	4,70	964,40	»
	Schieferton mit Toneisenstein-einlagen	1,50	965,90	»
	Brandschiefer	0,25	966,15	»

		Mächtigkeit in Metern	Tiefe in Metern	Formation
	Schieferton mit Toneisenstein-einlagen	4,90	971,05	Muldengruppe
25. Flöz	Kohle	0,25	971,30	»
	Schieferton mit Sandstein . .	2,10	973,40	»
	Sandstein	1,30	974,70	»
	Schieferton mit Sandstein . .	8,60	983,30	»
26. Flöz	Kohle mit Brandschiefer . .	0,30	983,60	»
	Schieferton mit Sandstein . .	3,90	987,50	»
	Brandschiefer	0,15	987,65	»
	Schieferton	3,95	991,60	»
	Sandstein gelbgrau	3,50	995,10	»
	Schieferton dunkelgrau . . .	12,50	1007,60	»
	Brandschiefer	0,30	1007,90	»
	Schieferton dunkelgrau . . .	2,30	1010,20	»
	Sandstein	1,00	1011,20	»
	Brandschiefer	0,28	1011,48	»
	Schieferton dunkelgrau . . .	8,02	1019,50	»
	Brandschiefer	0,15	1019,65	»
	Schieferton	0,55	1020,20	»

Gebohrt vom 11. März 1911 bis 23. Dezember 1911.

Bohrung 24. Pogorzyce.

	Mutterboden	0,40	0,40	Diluvium
	Lehm sandig	2,60	3,00	»
	Sand gelb	8,40	11,40	»
	Kalkstein	29,10	40,50	Trias-Röt
	» mit Tonschichten .	6,30	46,80	»
	Kalkstein	3,70	50,50	»
	Buntsandstein	32,20	82,70	Perm
	» m. Lettenschichten	8,80	91,50	»
	» grobkörnig . .	10,80	102,30	»
	»	109,95	212,25	»
	» mit Letten . . .	37,25	249,50	»
	»	58,50	308,00	»
	Sandstein gelbgrau	2,60	310,60	Carbon
1. Flöz	Kohle	0,85	311,45	Muldengruppe
	Sandstein gelbgrau	26,15	337,60	»
	Grauer Ton	0,80	338,40	»
	Bunter Sandstein	10,60	349,00	»
	Sandstein gelbgrau	8,00	357,00	»
	Schieferton	2,10	359,10	»
2. Flöz	Kohle	0,30	359,40	»
	Sandstein gelbgrau	36,95	396,35	»

		Mächtigkeit in Metern	Tiefe in Metern	Formation
3. Flöz	Kohle	0,65	397,00	Muldengruppe
	Schieferton	1,00	398,00	»
	Sandstein	7,00	405,00	»
	Schieferton	0,90	405,90	»
	Sandstein	1,55	407,45	«
	» mit Tonschichten .	13,25	420,70	»
	» grau	33,30	454,00	»
	» » mit Schiefer-toneinlagen	14,10	468,10	»
	Sandstein grau	22,20	490,30	»
	Ton grau und rot	1,70	402,00	»
	Sandstein grau	77,10	569,10	»
4. Flöz	Kohle	1,05	570,15	»
	Schieferton grau	0,25	570,40	»
	Kohle	0,35	570,75	»
	Schieferton grau	1,80	572,55	»
	Sandstein grau	2,05	574,60	»
	Schieferton	0,95	575,55	»
5. Flöz	Kohle	1,75	577,30	»
	Schieferton grau	7,20	584,50	»
	Sandstein grau	1,50	586,00	»
	Schieferton grau	1,80	587,80	»
6. Flöz	Kohle	0,40	588,20	»
	Konglomerat	0,80	589,00	»
	Sandstein grau	8,60	597,60	»
	» sehr hart	0,80	598,40	»
	» grau	70,40	668,80	»
	Schieferton grau	2,00	670,80	»
	Sandstein grau	6,20	677,00	»
	Schieferton grau	8,00	685,00	»
	Sandstein grau	28,10	713,10	»
	Schieferton grau	1,30	714,40	»
7. Flöz	Kohle	0,55	714,95	»
	Schieferton grau	17,70	732,65	»
8. Flöz	Kohle	1,95	734,60	»
	Schieferton	0,20	734,80	»
	Kohle	0,90	735,70	»
	Schieferton grau	6,80	742,50	»
9. Flöz	Kohle	0,45	742,95	»
	Schieferton grau	2,45	745,40	»
	Sandstein grau, weich . . .	88,60	854,00	»
	Schieferton dunkelgrau . . .	29,70	863,70	»
10. Flöz	Kohle	4,90	868,60	»
	Schieferton	0,10	868,70	»
	Kohle	0,10	868,80	»

		Mächtigkeit in Metern	Tiefe in Metern	Formation
	Schieferton grau	6,20	875,00	Muldengruppe
	Sandstein grau	15,00	890,00	»

Gebohrt vom 10. März 1911 bis 25. September 1911.

Bohrung Nr. 25. Brzeznica.

	Mutterboden	0,40	0,40	Diluvium
	Sand gelb	0,60	1,00	»
	Ton grau	3,50	4,50	Tertiär
	Sand grau	9,75	14,25	»
	Ton grau	69,25	83,50	»
	Quarz mit Schwefelkies . . .	15,16	98,66	Jura
	Kalkstein hart mit Quarz und Schwefelkies	2,88	101,54	»
	Kalkstein hart	77,41	187,95	»
	Sandstein mit Schwefelkieseinlagen	11,55	190,50	»
	Sandstein hart	6,70	197,20	»
1. Flöz	Kohle	0,20	197,40	Carbon
	Schieferton	7,10	204,50	Muldengruppe
	Sandstein	35,50	240,00	»
	Schieferton	8,00	248,00	»
	Sandstein weich	6,19	254,19	»
	» hart	17,67	271,86	»
	Schieferton	9,44	281,30	»
	Sandstein	10,33	291,63	»
	Schieferton	15,95	307,58	»
	Sandstein	22,17	329,75	»
	Schieferton	17,56	347,31	»
	Sandstein	61,69	409,00	»
	Schieferton	6,00	415,00	»
	Sandstein	56,00	471,00	»
	Schieferton	2,67	473,67	»
2. Flöz	Kohle	0,50	474,17	»
	Schieferton	1,83	476,00	»
	Sandstein	20,20	496,20	»
	Schieferton	12,20	508,40	»
	Sandstein	55,15	563,55	»
	Schieferton	1,95	565,50	»
3. Flöz	Kohle	1,80	567,30	»
	Schieferton	0,50	567,80	»
	Kohle	0,20	568,00	»
	Schieferton	0,20	568,20	»
	Kohle	1,65	569,85	»
	Schieferton	6,65	576,50	»

		Mächtigkeit in Metern	Tiefe in Metern	Formation
	Sandstein	9,70	586,20	Muldengruppe
	Schieferton	0,78	586,98	»
4. Flöz	Kohle	0,50	587,48	»
	Schieferton dunkel	0,50	587,98	»
	Kohle	0,30	588,28	»
	Schieferton	1,30	589,58	»
5. Flöz	Kohle	0,70	590,28	»
	Schieferton	4,66	594,94	»
	Sandstein	43,99	638,93	Sattelgruppe
	Schieferton	2,41	641,34	»
6. Flöz	Kohle	0,30	641,74	»
	Schieferton	1,22	642,96	»
7. Flöz	Kohle	0,70	643,66	»
	Schieferton	0,10	643,76	»
	Kohle	0,65	644,41	»
	Schieferton	2,85	647,26	»
8. Flöz	Kohle	0,20	647,46	»
	Schieferton braun, fest	0,20	647,66	»
	Sandstein hart	11,64	659,30	»
9. Flöz	Kohle	2,60	661,90	»
	Schieferton	6,41	668,31	»
10. Flöz	Kohle	0,55	668,86	»
	Schieferton	0,70	669,56	»
11. Flöz	Kohle	0,60	670,16	»
	Kohle verschiefert	0,35	670,51	»
	Schieferton	1,25	671,76	»
12. Flöz	Kohle	1,10	672,86	»
	Schieferton	2,47	675,33	»
	Sandstein	3,57	678,90	»
	Schieferton	3,67	682,57	»
	Sandstein	2,43	685,00	»
	Schieferton	0,69	685,69	»
13. Flöz	Kohle	0,40	686,09	»
	Schieferton	3,61	689,70	»
	Sandstein	26,73	716,43	»
14. Flöz	Kohle	0,35	716,78	Randgruppe
	Schieferton	2,62	719,40	»
	Sandstein	33,30	752,70	»
	Schieferton	4,70	757,40	»
	Sandstein	6,30	763,70	»
	Schieferton	1,72	765,43	»
	Sandstein	0,80	766,23	»
	Schieferton	1,60	767,82	»
	Sandstein	7,28	775,10	»

		Mächtigkeit in Metern	Tiefe in Metern	Formation
	Schieferton	9,73	784,83	Randgruppe
	Sandstein	0,60	785,43	»
	Schieferton mit Sandstein	13,17	798,60	»
	Sandstein	7,58	806,18	»
	Schieferton	0,80	806,98	»
	Sandstein	7,68	814,66	»
	Schieferton	21,08	835,74	»
	Brandschiefer	0,60	836,34	»
	Schieferton	2,14	838,48	»
	Sandstein	2,05	840,53	»

Gebohrt vom 27. April bis 10. November 1911.

Bohrung Nr. 26. Grojec.

	Mutterboden	0,30	0,30	Diluvium
	Ton dunkel, fest	2,30	2,60	»
	Schotter grau	6,20	8,80	»
	Ton grau, fest	12,20	21,00	Tertiär
	Ton sandig	38,30	59,30	»
	Sandstein hellgrau, scharf	101,20	160,50	Carbon
	Sandstein dunkelgrau	11,30	171,80	Muldengruppe
	Schieferton	0,60	172,40	»
1. Flöz	Kohle	0,30	172,70	»
	Schieferton	0,50	173,20	»
	Kohle	0,35	173,55	»
	Schieferton	0,10	173,65	»
	Kohle	0,20	173,85	»
	Schieferton	3,15	177,00	»
	Sandstein	62,00	239,00	»
	Schieferton mit einem 50 cm starken Kohlenschmitz	1,00	240,00	»
	Schieferton	4,70	244,70	»
2. Flöz	Kohle	0,60	245,30	»
	Schieferton	9,70	255,00	»
	Sandstein	26,00	281,00	»
	Schieferton	10,70	291,70	»
3. Flöz	Kohle	0,20	291,90	»
	Schieferton	15,90	307,80	»
4. Flöz	Kohle	0,20	308,00	»
	Schieferton	5,20	313,20	»
5. Flöz	Kohle	0,25	313,45	»
	Schieferton grau	3,55	317,00	»
	Sandstein grau	13,00	330,00	»
	Sandstein dunkelgrau	4,60	334,60	»
	Schieferton	0,50	335,10	»

		Mächtigkeit in Metern	Tiefe in Metern	Formation
6. Flöz	Kohle	0,20	335,30	Muldengruppe
	Schieferton	9,90	345,20	»
	Kohle mit Schieferton	0,15	345,35	»
	Schieferton	2,65	348,00	»
	Kohle mit Schieferton	0,25	348,25	»
	Schieferton	2,75	351,00	»
7. Flöz	Kohle	0,15	351,15	»
	Schieferton grau	8,35	359,50	»
8. Flöz	Kohle	0,30	359,80	»
	Schieferton grau	7,20	367,00	»
	Sandstein	3,70	370,70	»
	Schieferton grau	8.30	379,00	»
	Sandstein grau	6,50	385,50	»
	Schieferton grau	0,50	386,00	»
9. Flöz	Kohle	0,15	386,15	»
	Schieferton	1,85	388,00	»
	Sandstein	3,00	391,00	»
	Schieferton	15,10	406,10	»
	Schieferton grau	0,90	407,00	»
10. Flöz	Kohle	0,30	407,30	»
	Schieferton grau, fest	2,70	410,00	»
11. Flöz	Kohle	0,20	410,20	»
	Schieferton	0,70	410,90	»
12. Flöz	Kohle mit schwarzem Schiefer	0,30	411,20	»
	Schieferton	1,80	413,00	»
13. Flöz	Kohle	0,25	413,25	»
	Schiefer	1,45	414,70	»
14. Flöz	Kohle	0,20	414,90	»
	Schieferton grau, fest	6,20	421,10	»
15. Flöz	Kohle	0,20	421,30	»
	Schieferton	9,20	430,50	»
16. Flöz	Kohle	0,20	430,70	»
	Schieferton grau, fest	4,10	434,80	»
17. Flöz	Kohle	0,20	435,00	»
	Schieferton grau fest	7,50	442,50	»
	Sandstein grau	3,50	446,00	»
	Schieferton grau sandig	7,00	453,00	»
	Sandstein grau	4,10	457,10	»
	Schieferton grau	0,30	457,40	»
18. Flöz	Kohle	0,20	457,60	»
	Schieferton grau fest	10,60	468,20	»
	Sandstein grau	9,80	478,00	»
	» gelb	2,70	480,70	»
	» grau	1,30	482,00	»
	Schieferton dunkel	0,40	482,40	»

		Mächtigkeit in Metern	Tiefe in Metern	Formation
19. Flöz	Kohle	0,65	483,05	Muldengruppe
	Schieferton grau	0,65	483,70	»
	Sandstein	4,80	488,50	»
	Schieferton grau	9,70	498,20	»
20. Flöz.	Kohle	0,63	498,83	»
	Schieferton grau	5,17	504,00	»
21. Flöz	Kohle	0,20	504,20	»
	Schieferton grau	5,40	509,60	»
22. Flöz	Kohle	0,40	510,00	»
	Schieferton	1,60	511,60	»
23. Flöz	Kohle	0,20	511,80	»
	Schieferton	2,20	514,00	»
24. Flöz	Kohle	0,20	514,20	»
	Schieferton	3,70	517,90	»
25. Flöz	Kohle	0,25	518,15	»
	Schieferton	14,85	533,00	»
	Sandstein	11,50	544,50	»
	Schieferton	14,40	558,90	»
	» sandig	16,40	575,30	»
26. Flöz	Kohle	0,40	575,70	»
	Schieferton grau	28,60	604,30	»
27. Flöz	Kohle	0,30	604,60	Randgruppe
	Schieferton grau	19,00	623,60	»
	Sandstein grau	7,40	631,00	»
	Schieferton grau	5,50	636,50	»
28. Flöz	Kohle mit Schieferton	0,60	637,10	»
	Schieferton grau	1,50	638,60	»
29. Flöz	Kohle	0,35	638,95	»
	Schieferton grau	1,45	640,40	»
	Sandstein grau	0,80	641,20	»
	Schieferton grau	5,80	647,00	»
30. Flöz	Kohle	0,35	647,35	»
	Schieferton mit Kohle	1,65	649,00	»
31. Flöz	Kohle	0,30	649,30	»
	Schieferton grau	2,70	652,00	»
32. Flöz	Kohle	0,25	652,25	»
	Schieferton	11,35	663,60	»
33. Flöz	Kohle	0,40	664,00	»
	Schieferton	0,50	664,50	»
	Kohle	0,30	664,80	»
	Schieferton	3,40	668,20	»
34. Flöz	Kohle	0,35	668,55	»
	Schieferton grau	5,45	674,00	»
35. Flöz	Kohle	0,25	674,25	»
	Schieferton	7,95	682,20	»

		Mächtigkeit in Metern	Tiefe in Metern	Formation
	Sandstein	17,00	699,20	Randgruppe
36. Flöz	Kohle	0,30	699,50	»
	Schieferton	6,70	706,20	»
	Sandstein	11,95	718,15	»
37. Flöz	Kohle	0,20	718,35	»
	Schieferton	1,85	720,20	»
38. Flöz	Kohle	0,30	720,50	»
	Schieferton	3,50	724,00	»
39. Flöz	Kohle	0,40	724,40	»
	Schieferton	11,90	736,30	»
40. Flöz	Kohle	0,30	736,60	»
	Schieferton	20,90	757,50	»
41. Flöz	Kohle	0,25	757,75	»
	Schieferton	25,75	783,50	»
	Sandstein	9,30	792,80	»
	Schieferton	74,70	867,20	»
	» m. Sandstein durchsetzt	7,30	874,50	»

Gebohrt vom 27. April bis 25. November 1911.

Bohrung Nr. 27. Wozniki.

Humus	1,50	1,50	Diluvium
Letten graublau	1,30	2,80	»
Kies grob	4,26	7,06	»
Ton grau fest	0,89	7,95	Tertiär
» » »	16,70	24,65	»
» » sandig	9,05	33,70	»
» graublau	7,15	40,85	»
» grau sandig	26,28	67,30	»
» » m. Kalksteineinlagen	27,72	94,85	»
» » sandig	37,65	132,50	»
Schiefer fest mit Sandsteineinlagen	3,73	136,23	»
Sandstein grau, fest	18,78	155,01	»
Ton grau	18,99	174,00	»
Kalkstein mit Tonschichten .	5,28	179,28	»
» fest dunkelgrau . .	18,77	198,05	»
» mit Tonschichten .	16,95	215,00	»
Ton dunkelgrau	87,35	302,35	»
Kalkstein grau	78,65	381,00	»
» » m. Tonschichten	43,80	424,80	»
Mergel dunkelgrau	17,20	442,00	»
Sandstein	45,00	487,00	»
» dunkel, tonig . . .	23,30	510,30	»

	Mächtigkeit in Metern	Tiefe in Metern	Formation
Sandstein grau	75,70	586,00	Tertiär
»	113,15	719,15	»

Gebohrt vom 26. Juni bis 21. März 1911.

Bohrung Nr. 28. Beczyn.

Mutterboden	1,10	1,10	Diluvium
Ton	4,10	5,20	Tertiär
Sandstein	3,30	8,50	»
Ton sandig	11,10	19,60	»
»	69,40	89,00	»
Kalkstein	96,90	185,90	Jura
Ton sehr kalkhaltig	16,94	202,84	»
»	63,24	266,08	»
» sehr kalkhaltig	84,91	350,99	»
Kalkstein	13,45	364,44	»
Sandstein kalkhaltig	21,06	385,50	»
»	75,98	461,48	»
Ton	0,60	462,08	»
Sandstein	52,87	514,95	»
Ton	9,02	523,97	»
Sandstein	29,83	553,80	Carbon
Schieferton	1,68	554,48	Muldengruppe
Brandschiefer	0,78	556,26	»
Schieferton	37,43	593,69	»
Sandstein	19,21	612,90	»
Schieferton	23,42	636,32	»
Sandstein	66,58	702,90	»
Schieferton	13,70	716,90	»
Sandstein	47,05	763,65	»
Schieferton	0,80	764,45	»
Sandstein	15,70	780,15	»
Schieferton	3,90	784,05	»
Sandstein	23,29	807,34	»

Gebohrt vom 13. Oktober 1911 bis 18. Mai 1912.

Bohrung Nr. 32. Brezinka.

Mutterboden	1,50	1,50	Diluvium
Sand grau	0,50	2,00	»
Schotter	12,50	14,50	»
Ton grau	1,75	16,25	»
Tegel grau	211,75	228,00	Tertiär
» fest m. harten Schichten	24,50	252,50	»
Sandstein grau	25,90	278,40	»
Schieferton	34,20	312,60	»



		Mächtigkeit in Metern	Tiefe in Metern	Formation
1. Flöz	Kohle	0,40	313,00	Tertiär
	Schieferton	14,70	327,70	»
	Konglomerat	4,20	331,90	»
	Schieferton	12,60	344,50	»
	» grau	24,10	368,60	»
2. Flöz	Kohle	0,30	368,90	»
	Schieferton	17,10	386,00	»
	Sandstein grau	21,50	407,50	»
	Schieferton	1,00	408,50	»
3. Flöz	Kohle	0,48	408,98	»
	Schieferton	9,32	418,30	»
4. Flöz	Kohle	0,70	419,00	»
	Schieferton	0,10	419,10	»
	Kohle	0,15	419,25	»
	Schieferton	1.70	420,95	»
5. Flöz	Kohle	0,56	421,51	»
	Schieferton	0,39	421,90	»
	Sandstein grau	9,55	431,45	»
6. Flöz	Kohle	0,33	431,78	»
	Schieferton	0,20	431,98	»
	Sandstein	6,97	438,95	»
7. Flöz	Kohle	0,55	439,50	»
	Schieferton	0,60	440,10	»
	Sandstein	12,57	452,67	»
8. Flöz	Kohle	0,43	453,10	»
	Schieferton	0,07	453,17	»
	Sandstein	64,68	517,85	»
	Schieferton	1,90	519,75	»
9. Flöz	Kohle	2,70	522,45	»
	Schieferton	0,30	522,75	»
	Sandstein grau	29,15	551,90	»

Tiefbohrung Bycyna.

	Sand	4,50	4,50	Diluvium
	Ton sandig	5,50	10,00	»
	Sand gelb	3,50	13,50	»
	Ton mit Kieselsteinen	2,75	16,25	»
	Klüftiger Dolomit	22,25	38,50	Trias
	Kalkstein	15,50	54,00	»
	Dolomit	11,00	65,00	»
	Letten rot und blau	10,00	75,00	Perm
	Sandstein rötlich	82,00	157,00	»
	Kohlenschiefer	0,40	157,40	»
1. Flöz	Kohle	1,45	158,85	Carbon

		Mächtigkeit in Metern	Tiefe in Metern	Formation
	Brandschiefer	0,20	159,05	Muldengruppe
	Kohle	0,25	159,30	»
	Schieferton sandig	1,70	161,00	»
	Sandstein	21,00	182,00	»
	Kohle und Brandschiefer	0,35	182,35	»
	» unrein und Sandstein	0,85	183,20	»
2. Flöz	Kohle rein	0,90	184,10	»
	Schieferton	5,30	89,401	»
	Sandstein	15,30	204,70	»
	Brandschiefer	0,30	205,00	»
3. Flöz	Kohle	1,30	206,30	»
	Schieferton	1,40	207,70	»
4. Flöz	Kohle	0,40	208,10	»
	Schieferton	1,90	210,00	»
	Sandstein	43,85	253,35	»
	Schieferton sandig	3,70	257,55	»
	Sandstein	48,25	305,80	»
	Schieferton	3,40	309,20	»
	Konglomerat	8,80	318,00	»
	Sandstein	3,00	321,00	»
	Schieferton	1,20	322,20	»
	Sandstein	45,30	367,50	»
	Schieferton	0,50	368,00	»
5. Flöz	Kohle	0,50	368,50	»
	Sandstein	1,50	370,00	»
	Konglomerat	31,00	401,00	»
6. Flöz	Kohle	0,60	401,60	»
	Schieferton	4,00	405,60	»
	» mit Kohlenschmitzen	1,60	407,20	»
	Sandstein	17,30	424,50	»
	Schieferton	0,50	425,00	»
7. Flöz	Kohle	1,20	426,20	»
	Schieferton	0,80	427,00	»
	Kohle	0,20	427,20	»
	Schieferton	0,30	427,50	»
8. Flöz	Kohle	0,50	428,00	»
	Schieferton	5,50	433,50	»
	Sandstein	77,20	510,70	»
	Schieferton sandig	7,50	518,20	»
9. Flöz	Kohle	4,50	522,70	»
	Schieferton	1,20	523,90	»
	Kohle	0,50	524,40	»
	Schieferton	0,35	524,75	»
	Sandstein	9,25	534,00	»

		Mächtigkeit in Metern	Tiefe in Metern	Formation
	Konglomerat	26,00	560,00	Muldengruppe
	Sandstein	17,40	577,40	»
10. Flöz	Kohle	2,05	579,45	»
	Schieferton	1,25	580,70	»
	Sandstein	21,30	602,00	»
	Kohle	1,15	603,15	»
	Mittel (Brandschiefer mit Kohlenadern)	0,40	603,55	»
11. Flöz	Kohle rein	0,40	603,95	»
	Kohle mit Schieferschmitzen .	0,30	604,25	»
	» reine	2,75	607,00	»
	Schieferton	0,60	607,60	»
	Sandstein	42,40	650,00	»

Berlin, den 1. August 1912.

Das hercynische Unterdevon bei Marburg a. L.

Von Herrn **Fritz Herrmann** in Marburg.

Hierzu Tafel 18—23.

Einleitung.

Hercynisches Unterdevon findet sich in zwei deutschen Mittelgebirgen, im Harz und im Rheinischen Schiefergebirge.

Während es im Harz schon seit der Mitte des vorigen Jahrhunderts bekannt geworden und von verschiedenen Forschern, wie A. ROEMER, GIEBEL, KAYSER u. a. beschrieben worden ist, ist die Kenntnis hercynischer Bildungen im Rheinischen Schiefergebirge eine Errungenschaft der letzten Jahrzehnte. Besonders sind es die sorgfältigen Beobachtungen A. DENCKMANN's im Kellerwald gewesen, die zur Entdeckung zwar nicht so reicher, aber ebenso wichtiger Hercynvorkommen, wie es die des Harzes sind, geführt haben. Etwas später als DENCKMANN's Hercynfunde fand auch die Entdeckung hercynischer Schichten südwestlich vom Kellerwald, am Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges bei Marburg, durch E. KAYSER statt. Der Untersuchung dieser Ablagerungen ist die vorliegende Arbeit gewidmet.

Während die normalen rheinischen Unterdevonablagerungen vorwiegend sandig-tonig und kalkfrei bis kalkarm ausgebildet sind, zeichnen sich die hercynischen Bildungen durch einen recht beträchtlichen Kalkgehalt aus. Gleichzeitig ist ihre Fauna durch das Auftreten zahlreicher, sonst hauptsäch-

lich aus Böhmen bekannt gewordener Unterdevonformen gekennzeichnet, wogegen die rheinischen Faunenelemente in sehr bemerkenswerter Weise zurücktreten.

Die hercynischen Bildungen stellen mithin ein Hineinragen der böhmischen Provinz in die sonst einen eigenen, eben den rheinischen Charakter tragenden Unterdevongebiete der deutschen Mittelgebirge sowie auch der französischen Ardennen dar, und die im Folgenden behandelten Unterdevonfaunen gehören offenbar jener besonders interessanten Zone an, in der rheinische und böhmische Provinz sich berühren, so jedoch, daß der Einfluß der böhmischen Facies meistens überwiegt.

Im Anschluß an A. Denckmann[1]) wird der Ausdruck Hercyn[2]) demnach hier im Sinne der umständlicheren aber weniger mißverständlichen Bezeichnung: Unterdevon von böhmischer Facies gebraucht. Es ist dabei zu betonen, daß nach dem paläontologischen und stratigraphischen Befund sämtliche hierher zu rechnenden Sedimente des Rheinischen Schiefergebirges, des Kellerwaldes und des Harzes sich als verhältnismäßig jungunterdevonisch herausgestellt haben, nämlich höchstens vom Alter der oberen Siegener Schichten bis in die höheren Koblenz-Schichten hinein. Eine Ausnahme machen vielleicht nur die schwarzen Kalke von der Harzgeröder Ziegelhütte, die als ein Äquivalent der böhmischen F_1-Schichten und damit vielleicht als oberstes Silur bezw. tiefstes Devon anzusehen sind. Diese Schichten, die auch im Kellerwald vertreten zu sein scheinen, sind hier bei der Bezeichnung Hercyn nicht mit einbegriffen.

---

[1]) Dieses Jahrb. für 1896, S. 156.

[2]) Es ist von verschiedenen Seiten vorgeschlagen worden, den von Beyrich in die Literatur gebrachten Ausdruck Hercyn fallen zu lassen. In Anbetracht jedoch der tatsächlich vorhandenen bedeutenden Unterschiede der böhmischen von der rheinischen Facies ist ein Sammelname wie Hercyn vorläufig nicht zu entbehren und kann ohne Bedenken angewendet werden, wenn vorher genau festgestellt wird, was Verfasser darunter verstanden haben will. Auch die große Verbreitung der Hercynbildungen in ganz Mitteleuropa und ihr ausgesprochener Gegensatz zum rheinischen Devon muß zur Beibehaltung des Namens führen.

Die wichtige Feststellung, daß das Hercyn der deutschen Mittelgebirge im wesentlichen jungunterdevonisch ist, wurde 1893 von Tschernyschew in seiner großen Monographie der Unterdevon-Vorkommen am Ostabhange des Ural ausdrücklich hervorgehoben, und die seitdem im Harz, Kellerwald und der Marburger Gegend gemachten Beobachtungen haben diese Feststellungen durchaus bestätigt. So fand Assmann[1]) bei seiner Bearbeitung der Brachiopoden der bekannten Erbslochgrauwacke ebenfalls als wahrscheinlichstes Alter tiefes Unterkoblenz. Mit dieser Bestimmung dürfte vermutlich das Richtige getroffen sein, wenn auch das Auftreten von Formen, wie *Spirifer Decheni = fallax,* der dem alt-unterdevonischen *Spirifer primaevus* sicherlich ganz nahe steht, und ebenso des vorwiegend für die Siegener Schichten bezeichnenden *Spirifer hystericus* der ganzen Fauna einen noch etwas älteren Anstrich verleiht. Wie dem auch sei, so steht diese Fauna höchstens auf der Grenze: Siegener Schichten bis Unterkoblenzschichten. Die weiter unten durchgeführte Bestimmung der Fauna der den Erbslochgrauwacken vollständig entsprechenden Grauwacken von Hermershausen und der Damm-Mühle bei Marburg hat das gleiche Ergebnis gehabt wie Assmann's Untersuchungen.

Ähnlich liegen die Verhältnisse im Harz. Hier hat M. Koch[2]) dadurch, daß er die entsprechenden Hercynschichten, die er umschreibend: »Kalkige Facies des rheinischen Unterdevons« nennt, als unter den Oberkoblenzschichten liegend bezeichnete, den Spielraum für die Horizontierung des harzer Hercyn nach oben beträchtlich erweitert. Aus der von ihm gegebenen Übersichtstabelle der harzer Schichten geht allerdings nicht genau hervor, welche Stellung ihnen nach seiner Ansicht zukommt.

Weiterhin hat F. Frech[3]) das harzer Hercyn als sicher

[1]) Dieses Jahrb. für 1910 I, S. 170.
[2]) Zeitschr. der D. geol. Ges. 1898, Monatsber. S. 25.
[3]) Lethaea palaeozoica II, S. 191 ff. und Tabelle S. 256.

dem Unterkoblenz, zum Teil wahrscheinlich auch den Siegener Schichten gleichstehend dargestellt, wenigstens scheint diese Auffassung aus der von ihm gegebenen Tabelle (l. c. S. 193) hervorzugehen. Danach wäre also das von Assmann und dem Verfasser erzielte Ergebnis auch für den Harz ziemlich sicher zutreffend.

Ebenso wie in der Lethaea werden die harzer Hercynbildungen von R. Lepsius[1]) angesehen, der sie sogar unter der Überschrift »Coblenz-Stufe« zusammen mit den normalen rheinischen Unterdevonablagerungen abhandelt. Alle bisher erwähnten stratigraphischen Feststellungen beziehen sich nur auf die sogenannte kalkige Grauwacke, während die stratigraphische Bestimmung der zahlreichen durch A. Denckmann im Kellerwald festgestellten sonstigen Hercynbildungen, die z. T. vom Verfasser in der marburger Gegend wiedergefunden worden sind, auf größere Schwierigkeiten stößt. Die stratigraphische Festlegung dieser Hercynbildungen, soweit sie sich aus dem paläontologischen Befund in der marburger Gegend ergibt, bildet den Hauptinhalt vorliegender Arbeit.

Die Ausführung der Untersuchungen im Hercyn bei Marburg wurde erleichtert durch eine vom Kgl. Universitätskuratorium in Marburg zur Verfügung gestellte Summe, in gleicher freigiebiger Weise stellte Herr Geh. Reg.-Rat Kayser Mittel aus dem Fonds des Geologischen Instituts zur Verfügung und gestattete dem Verfasser die weitgehende Benutzung seiner Kartierungen in den in Frage kommenden Gebieten auf Blatt Marburg und Niederwalgern der preußischen Landesaufnahme. Auch die Kgl. Forstbehörde (Forstmeisterei Elnhausen) erleichterte durch ihr Entgegenkommen die Ausführung der Schurfarbeiten.

Wenn es trotzdem wegen der für die Beobachtung ungünstigen Verhältnisse (starke Diluvialbedeckung, geringe Höhenunterschiede, schwache Erosion, Bewaldung u. a. m.) nicht möglich war, alle hier einschlagenden Fragen zu lösen, so hoffen

[1]) Geologie von Deutschland, Bd. II, S. 195.

wir doch durch diese Veröffentlichung die Kenntnis des deutschen Palaeozoicums zu fördern.

Die Arbeit enthält zunächst eine kurze historische Übersicht über die bisherige Erforschung der marburger Hercynvorkommen, sodann einige geologische Beobachtungen über die Lagerungsverhältnisse und die in Begleitung des Hercyns auftretenden Gesteine. Daran schließt sich ein paläontologischer Teil, der die hercynischen Bildungen in der Reihenfolge behandelt, die sich bei der Bearbeitung als die mutmaßlich richtige Altersfolge herausgestellt hat. Ein Schlußteil faßt das Ergebnis der Arbeit zusammen.

Historisches.

Die kalkige Grauwacke von der Beichte bei Hermershausen wurde bereits vor mehr als 20 Jahren von E. Kayser als Hercyn angesprochen. Die ältesten Etiketten zu Stücken von diesem Gestein in der marburger Sammlung tragen das Datum 1887 und die Angabe »Kayser und von Dittmar leg.« Da das Gestein an der genannten Stelle fast unverwittert und sehr zäh ist, so gelangten damals nur geringe Fossilreste in die Sammlung des marburger Museums.

Erst als im Jahre 1898 auf Veranlassung von E. Kayser von dem damaligen Assistenten Herrn Dr. Lotz größere Grabungen angestellt wurden, gelang es, einige gute und bezeichnende Hercynversteinerungen, unter anderem *Leptagonia Bouéi, Spirifer togatus* und *Spirifer Hercyniae,* zu sammeln. Die Übereinstimmung des hermershausener Vorkommens mit den allbekannten Hercynbildungen des Harzes war damit in großen Zügen soweit sicher gestellt, daß E. Kayser[1]) 1902 in seiner Formationskunde bei der Besprechung des Hercyns auch Hermershausen erwähnen und 1906 auf der Jahresversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft[2]) in Koblenz unter Vor-

[1]) E. Kayser, Formationskunde, II. Aufl. 1902, S. 125.
[2]) Zeitschr. der D. geol. Ges., 58. Monatsber. S. 213.

legung der entscheidenden Versteinerungen darüber vortragen konnte.

1907 wurde die Grauwacke in ihrem Fortstreichen nach Nordosten unmittelbar im N. des Dorfes Hermershausen vom Verfasser wiedergefunden. Sie ist hier wesentlich fossilreicher ausgebildet und zum großen Teil ausgelaugt, so daß damals eine große Menge verhältnismäßig gut erhaltener Versteinerungen durch Herrn Bergreferendar P. Dienst gesammelt werden konnte. Ein weiterer, schon länger für Hercyn gehaltener Steinbruch liegt an der Elnhäuser Chaussee im Streichen der beiden erwähnten Vorkommen. Somit war 1907 das Hercyn bereits bis an die Große Lummersbach heran bekannt geworden, allerdings nur in der Ausbildung als Grauwacke.

1908 fand Dr. Burhenne an einem neu angelegten Forstwege zwischen der Damm-Mühle und den bisherigen Fundpunkten Linsen von Crinoidenkalk mit großen Orthoceren, die er dem Geologischen Institut freundlichst zur Verfügung stellte. Die Untersuchung der neuen Fundstelle wurde nun sofort in Angriff genommen, aber bei dem petrographisch von den Grauwacken sehr abweichenden Verhalten der hier auftretenden Schichten war ihre Stellung noch lange Zeit zweifelhaft. Erst 1911 gelang es vermittelst zahlreicher Schurfarbeiten auch hier, die Grauwacke mit Hercynversteinerungen sowie mehrere andere Glieder der hercynischen Schichtenfolge festzustellen und die bis dahin gemachten Funde richtig zu bewerten, worüber Verfasser[1]) auf der Jahresversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Darmstadt 1911 berichten konnte.

Außer an dieser Stelle wird das Hercyn der marburger Gegend in der Literatur nur noch in den weiteren Auflagen von E. Kayser's Formationskunde[2]) erwähnt, in der vierten Auflage außer dem Fundort Hermershausen auch schon die Damm-Mühle.

---

[1]) Zeitschr. der D. Geol. Ges. 1911, Monatsber. 8, S. 462.

[2]) E. Kayser, Formationskunde, III. Aufl. 1908, S. 143 u. IV. Aufl. 1911, S. 146.

Eine Analyse der Hercyngrauwacke von Hermershausen, sowie eine kurze petrographische Diagnose des mikroskopischen Befundes derselben hat K. Walther[1]) mitgeteilt, die weiter unten bei Besprechung der hermershausener Grauwacke angeführt werden wird.

Lagerungsverhältnisse.

Ablagerungen von Unterdevon böhmischer Facies sind, abgesehen von denen des Kellerwaldes, aus dem Rheinischen Schiefergebirge bisher nur aus der Umgebung des schon erwähnten Dorfes Hermershausen (etwa 5 km westlich von Marburg) bekannt geworden.

Sie treten hier als eine schmale, höchstens 100 bis 150 m breite Zone Südost-Nordwest streichender Gesteine auf. Diese Zone erscheint, soweit sie bei der starken Diluvialbedeckung verfolgt werden kann, in mannigfacher Weise zerrissen oder sogar ganz unterbrochen (vergl. die Übersichtskarte Taf. 18).

In ihrem ganzen Verlauf werden die Hercynbildungen von Silurgesteinen begleitet, die sich in sehr wechselndem petrographischen Verhalten aus verschiedenen grobkörnigen Grauwacken, Kieselschiefern, Schiefern, Platten- und Hornsteinkalken zusammensetzen. Sie mögen in der Hauptsache den Schiffelborner und Steinhorner Schichten A. Denckmann's bezw. den Hörregesteinen E. Kayser's zuzurechnen sein.

In diese Silurschichten erscheint das Unterdevon böhmischer Facies eingefaltet, wie das schöne Profil an der Elnhäuser Chaussee deutlich erkennen läßt. An einigen Stellen ist im Innersten solcher Einfaltungen wohl noch ein Rest von Unterem Mitteldevon erhalten geblieben, so besonders an der Gemarkungsgrenze Allna-Hermershausen, wo Kalke des unteren Mitteldevons auftreten, ohne daß die genauen Lagerungsverhältnisse zu erschließen wären. Diese Kalke und ihre Fauna sind vom Verfasser in einer früheren Veröffentlichung[2]) be-

[1]) Zeitschr. der D. geol. Ges. 1907, S. 424 ff.
[2]) Jahrb. Nat.-hist. Ver. Nassau 1911, S. 1.

handelt worden. Es wird im Verlauf dieser Arbeit noch auf dieselben zurückzukommen sein.

Die Ausdehnung der Silurschichten ist im Nordwesten der Hercynbildungen viel bedeutender als in deren Südosten. Dementsprechend bildet das Silur im Nordwesten einen Zug verhältnismäßig hoher Erhebungen, der nur von den beiden Quertälern der Ohe und des Elnhäuser Wassers durchbrochen wird. Die höchsten Punkte im Gebiete des Silurs sind das Gansei (329 m), das Lange Loh (275 m) und der Allersberg (297 m), während das hercynische Unterdevon an seiner höchsten Stelle (Höhepunkt der Chaussee Hermershausen-Weiershausen, unweit des Kirchhofs von Hermershausen) nur 242,5 m erreicht.

Dagegen erlangt die im Südosten anschließende Silurzone nur ganz geringe Höhen über den Talsohlen, da sie auf die flachen Talhänge im Norden der Allna und des Elnhäuser Wassers beschränkt ist. Infolge ihrer tiefen Lage ist diese Silurzone auch größtenteils von Lehm verhüllt.

Das Silur-Hercyn-Paket bildet in seiner Gesamtheit gewissermaßen einen Horst zwischen zwei im Norden und Süden mit großen streichenden Verwerfungen anstoßenden Zügen grober Carbongrauwacken, deren Höhen ihrerseits wieder die der Silurgesteine übertreffen (Auersberg bei Dilschhausen 385,3 m u. a. m.).

In sich ist der Silur-Hercyn-Horst wieder durch verschiedene Querzerreißungen und Grabenbrüche zerschnitten. Die erste hauptsächliche Querstörung verläuft in dem Tälchen, das von Weiershausen nach der Gemarkungsgrenze Hermershausen-Allna hinabführt, wo das Hercyn überhaupt abzubrechen scheint, denn weiter nach Südwesten in der Richtung auf Allna zu treten nur noch Silurgesteine (Urfer Grauwacken) auf.

Die zweite große Querstörung wird durch den Verlauf der Ohe und des Elnhäuser Wassers bezeichnet; hier tritt, soweit es festgestellt werden konnte, zwischen den beiden Wasserläufen überhaupt kein Hercyn auf. Dagegen ist in letzter

Zeit hier eine kleine Scholle von Zechstein (in der in dieser ganzen Gegend herrschenden konglomeratischen Beschaffenheit) aufgeschlossen worden, deren ungewöhnlich tiefe Lage, etwa 205 m ü. M. (der tiefste Zechstein liegt sonst in der weiteren Umgebung nach H. L. F. Meyer[1]) 226 m hoch, und zwar 2 km nördlich dieses Vorkommens bei Elnhausen), die Grabennatur der von den beiden Wasserläufen begrenzten Gebirgsscholle recht deutlich werden läßt.

Die dritte hauptsächliche Querstörung schneidet Silur und Hercyn im Osten gegen Carbon ab. Diese große Verwerfung läßt sich weit nach Nordosten über Wehrshausen hinweg verfolgen und scheint noch in den Buntsandstein hineinzugehen. Sie ist nach den Aufnahmen E. Kayser's in die Übersichtskarte übernommen.

Tektonisch zeigt also die Silur-Hercyn-Zone dasselbe Bild, wie die geologischen Karten etwa des Kellerwaldes oder des Dillgebietes es aufweisen.

An drei Stellen hauptsächlich haben die Aufschlüsse es ermöglicht, die Lagerungsverhältnisse zu untersuchen und Versteinerungen zu sammeln. Es sind dies der bereits mehrfach genannte Steinbruch an der Beichte, ferner die Felder am Kirchhof von Hermershausen und endlich als wichtigster Aufschluß das Tal westlich der Damm-Mühle, die sog. Große Lummersbach.

Der Steinbruch an der Beichte, von dem unser Hercyn am längsten bekannt ist, schließt nur die typische kalkige Grauwacke auf, die hier zwar voll von zahlreichen Versteinerungen ist, aber bei der Zähigkeit des unverwitterten Gesteins das Sammeln von reichlichem oder gar gutem Fossilmaterial unmöglich macht. Ohne erkennbaren Zusammenhang mit der Grauwacke, die hier übrigens eine recht breite Zone einnimmt (etwa 100 m und darüber), tritt etwas südlich davon der Kalkknollenschiefer auf, der in der Großen Lummersbach so interessantes und verhältnismäßig reiches Material geliefert hat. Hier ist er arm

[1]) Dieses Jahrb. f. 1910 I, S. 402.

an Knollen, diese sind weit weniger kalkig als in der Großen Lummersbach, dagegen stärker kieselig und haben nur wenige, teilweise aber recht schöne Versteinerungen geliefert. Hier treten auch die Knollen von Unterem Mitteldevonkalk (Ballersbacher Kalk) auf, die Verfasser veranlaßt haben, einen ununterbrochenen Zusammenhang der Schichtenfolge von den hercynischen Grauwacken über die Knollenkalke und Knollenschiefer hinweg bis in das untere Mitteldevon anzunehmen.

Der zweite Fundort, am Kirchhof von Hermershausen, ist besonders günstig, die Fauna der Grauwacken zu sammeln. Er wurde vom Verfasser bereits 1907 aufgefunden, ist jedoch, da die Grauwackenfauna im wesentlichen der des Erbsloches entspricht und diese bereits durch Assmann zum großen Teile bearbeitet worden ist, nicht sehr eingehend ausgebeutet worden. Die übrigen Hercyngesteine waren hier nicht zugänglich und infolgedessen Aufschlüsse über das gegenseitige Verhältnis der Hercynschichten zueinander von dieser Stelle aus nicht zu erwarten.

Der Fundpunkt in der Großen Lummersbach, den wir nach der etwa 1 km weiter östlich gelegenen Damm-Mühle bezeichnet haben, ist durch das Auftreten verschiedener Hercyngesteine, die uns von den ersten beiden Fundorten noch nicht bekannt geworden sind, die aber aus dem Kellerwald und besonders vom Harz schon länger bekannt sind, der wichtigste Aufschluß für die Hercynbildungen der marburger Gegend. Leider schneidet das Tal der Großen Lummersbach, an dessen linker, südlicher Seite die Hercynvorkommen liegen, diese Schichten unter einem sehr spitzen Winkel, so daß in dem ohnehin nicht sehr deutlichen Profil die Mächtigkeit der einzelnen Bänke übertrieben groß erscheint und der Einfallswinkel der Schichten, der nach dem Profil an der Elnhäuser Chaussee zu urteilen, durchschnittlich 45° betragen wird, nur wenige Grad zu betragen scheint.

Aus dem Taf. 19 Fig. 2 gegebenen schematischen Profil durch die Schichtenfolge geht hervor, daß man sich das hier

auftretende Paket hercynischer Unterdevonschichten als eine überkippte Falte vorzustellen hat. Diese Falte taucht nach Nordosten allmählich unter, und an die Stelle der Unterdevongesteine tritt dann, vom Abhange her sich herabsenkend, das überkippte Silur des hangenden Flügels der Falte.

Diese Lagerungsverhältnisse sind in der Großen Lummersbach nicht unmittelbar zu beobachten, da das Profil zum großen Teil vom Diluvium verdeckt oder von den harten Grauwacken des Hercyns und Silurs überrollt ist, doch ergibt es sich aus den stratigraphischen Feststellungen, die sich aus der Bearbeitung des paläontologischen Materials herleiten lassen, und aus den Lagerungsverhältnissen der begleitenden Silurgesteine, die, besonders an der Elnhäuser Chaussee nördlich und südlich der Einmündung der Großen Lummersbach in das Elnhäuser Wasser sehr gut aufgeschlossen sind und so einen recht klaren Einblick in die Tektonik dieser Gegend gewähren.

An der Chaussee nach Elnhausen, etwas südlich vom Tiefenpunkt 214, sind die Obersilurschichten in einem kleinen Steinbruch angeschnitten. Hier ist die Wechsellagerung der Grauwacken und Schiefer und ihr verschiedenes Verhalten gegenüber der Faltung sehr schön zu beobachten (Tafel 19, Fig. 3). Eine liegende Falte wird von Grauwackenbänken gebildet, in deren Innerem wieder Schiefer eingefaltet sind, die bei der Faltung sich in sehr mannigfaltiger Weise spezialgefaltet und gestaucht haben. Schon allein aus diesem Aufschluß läßt sich die äußerst intensive Faltung dieser Gegend entnehmen.

Das eben erwähnte Profil in Verbindung mit demjenigen, das man südlich davon in dem Steinbruche an der Elnhäuser Chaussee kurz vor ihrer Einmündung in die Ockershausen-Hermershausener Chaussee beobachten kann, wo die hercynischen Grauwacken zu einer steilstehenden V-förmigen Falte zusammengepreßt sind und von Silurschiefern mit Hornsteinkalkeinlagerungen unregelmäßig unterlagert werden, ist maßgebend für die Auffassung der Lagerungsverhältnisse der Hercynvorkommen in der Großen Lummersbach, wie sie auch in dem schematischen Profil zum Ausdruck gebracht worden sind.

Auf die petrographische Zusammensetzung der Silurgesteine soll nicht näher eingegangen werden, da sie offenbar das Hercyn nicht gleichförmig unterlagern und durch eine große zeitliche Lücke von ihm getrennt sind. Eine Gesetzmäßigkeit in der Unterlagerung des Hercyns durch Silur konnte ja auch im Kellerwald nicht festgestellt werden, vielmehr transgredieren auch dort die Hercynschichten über die verschiedensten Stufen des Silurs. In der marburger Gegend könnte höchstens für diejenigen Silurgesteine, die dem Verfasser seinerzeit[1]) die ersten und leider immer noch einzigen Silurversteinerungen geliefert haben, angenommen werden, daß sie gleichförmig unter dem Hercyn liegen. Doch sind diese Gesteine fast ganz der Beobachtung entzogen, und was sonst von Silur der Untersuchung zugänglich ist, gehört durchweg den oben genannten Silurschichten A. Denckmann's an, für deren ausführliche Beschreibung auf die Arbeiten von A. Denckmann und E. Kayser hingewiesen werden kann. Es muß nach dem Befund an sämtlichen Aufschlüssen im Hercyn der marburger Gegend hier gleichfalls angenommen werden, daß das Hercyn transgredierend die Silurgesteine überlagert. Als ältestes Hercyngestein ist die grobe Grauwacke anzusehen, die mit ihren bis walnußgroßen Geröllen ein typisches Transgressionskonglomerat darstellt, wenigstens in ihren tieferen Lagen. An die groben Grauwacken ließen sich dann entsprechend den in der Großen Lummersbach und an der Beichte bei Hermershausen zu beobachtenden Lagerungsverhältnissen sowie dem paläontologischen Inhalte nach die übrigen Hercynsedimente in der Reihenfolge anschließen, daß über den Grauwacken, zum Teil sie vertretend, der unreine Kalk mit *Rhynchonella princeps* folgt, der seinerseits durch einige schiefrige Zwischenlagen in die Knollenkalke des Schönauer Kalkes übergeht.

Darüber folgen dann die Schieferlagen der Knollenschiefer, mürbe Tonschiefer mit Kalkknollen, die meist entkalkt sind,

[1]) Sitzungsber. der Ges. zur Bef. der gesamt. Naturwiss., Marburg 1908, Nr. 5, S. 122.

so daß nur das mulmige Ton- und Kieselskelett übrig geblieben ist. An diese Schiefer mögen sich dann die Kalkknollen des Unteren Mitteldevons von der Beichte bei Hermershausen anschließen.

Um das Profil in der Großen Lummersbach so genau wie möglich festzustellen, wurden alle Entfernungen von einem festen Punkte (Gestellstein 33/34 der Kgl. Oberförsterei Elnhausen) aus bis an die Chaussee Elnhausen-Hermershausen heran abgemessen. Diese Strecke hat eine Länge von 790 m. Alle Längen sind von diesem Gestellstein aus gerechnet und können, im Fall der Stein entfernt werden sollte, leicht auch von der Chaussee aus rückwärts ermittelt werden (vergl. Profil Taf. 19 Fig. 1).

Es wurde festgestellt:

1— 54 m silurische Gesteine, Urfer (?) Grauwacken mit Pflanzenresten,

54—170 » unterdevonische Gesteine mit Hercynfauna, und zwar:

54—120 m Grauwacken, Schiefer und klotzige kalkige Grauwacken,

120—123 » körniger Kalk mit Brachiopoden, wie in den Grauwacken von Hermershausen und den F_2-Kalken,

123—170 » Schiefer mit mulmigen Knollen mit G_1-Versteinerungen besonders von 122—125,

170—200 m grobe Grauwacken, wahrscheinlich Silur (? Urferschichten),

200—230 » keine Beobachtung möglich,

230—235 » kalkige Grauwacke mit Versteinerungen,

235 » Schönauer Kalk,

235—450 » Schiefer mit mulmigen Knollen, bes. bei 236 u. 350,

450—470 » Schönauer Kalk, sehr flach nach Osten einfallend,

470—480 » rote Schiefer mit sandigen Kalken = unreine Kalke mit *Rhynchonella princeps*.

480—490 » kalkige Grauwacke, nicht ausgelaugt,

491—500 » rote Schiefer zweifelhafter Stellung mit *Entomis*,

500—790 » silurische Gesteine, überwiegend Grauwacken.

Paläontologischer Teil.

I. Kalkige Grauwacke.

Von den oben erwähnten drei Fundpunkten in der Grauwacke hat der Steinbruch an der Elnhäuser Chaussee, der an sich den größten Aufschluß in der Hercyngrauwacke darstellt, eine ganz fossilleere Partie derselben angeschnitten, so daß dieser Punkt nur für das Studium der Lagerungsverhältnisse in Betracht kommt. Auch der Fundpunkt an der Beichte ist nicht sehr reich. Dagegen hat sich am Kirchhof von Hermershausen eine ziemlich reiche und gut bestimmbare Fauna gefunden, die in Verbindung mit den von den übrigen Fundstellen vorliegenden Versteinerungen wohl eine richtige und annähernd vollständige Vorstellung von der Grauwackenfauna ermöglicht. Die im Tale der Großen Lummersbach anstehenden Partieen der Grauwacke konnten nur durch Schürfe erschlossen werden. Leider haben diese Schürfe auch keine reichen Lagen in den Grauwacken angetroffen, doch ist anzunehmen, daß solche auch hier auftreten, worauf einzelne gut erhaltene Stücke aus Geröllen vom Gehänge hindeuten. Von wirklich für Hercyn beweisenden Versteinerungen haben sich hier in der großen Lummersbach außer zahlreichen Resten von Choneten und Strophomenen folgende Spiriferen gefunden:

Spirifer Hercyniae Giebel,
Spirifer Hercyniae var. *primaeviformis* Scupin,
Spirifer Trigeri Verneuil,
Spirifer scutiformis Assmann.

Von besonderem Interesse ist dabei ein Stück, auf dem die große Klappe von *Spirifer Trigeri* und eine kleine Klappe von *Spirifer Hercyniae typus* ineinandergeschachtelt liegen.

Dieses Exemplar von *Spirifer Trigeri* ist das einzige der Art, das bisher aus dem Hercyn bekannt geworden ist. Auch in den Grauwacken des Erbsloches hat sich diese charakteristische Form noch nicht gefunden.

Eine kleine Partie von kalkiger Grauwacke steht bei 121 m vom Stein 33/34 an und hat eine kleine Brachiopodenfauna geliefert, die hier von den übrigen Grauwackenfaunen gesondert aufgezählt wird, da sie petrographisch und faunistisch einen Übergang der Grauwacken zu den unreinen Kalken mit *Rhynchonella princeps* zu bilden scheint. Diese Grauwacke, bei der der Kieselgehalt gegen den Kalkgehalt schon sehr zurücktritt, zeigt recht deutlich, wie rasch das petrographische Verhalten der Hercyngesteine auf kurze Entfernungen wechseln kann, denn nur etwa 100 m davon entfernt liegt im Streichen dieses Vorkommens die typische graubraune ausgewitterte Grauwacke.

An Versteinerungen lieferte die in Rede stehende kalkreiche Grauwacke außer unbestimmbaren Trilobitenresten nur Brachiopoden, und zwar:

Spirifer Hercyniae Giebel
Spirifer Bischofi Giebel
Spirifer hystericus Schloth.
Spirifer carinatus Schnur
Athyris cf. *Davousti* Oehlert
Athyris undata Defr.
Rhynchonella pila Schnur
Rhynchonella bifida A. Roem.
Orthis cf. *circularis* Sow.
Strophomena rhomboidalis Wahl.
Strophomena Verneuili Barr.
Orthothetes cf. *umbraculum* Schloth.
Chonetes sarcinulata Schloth.
Chonetes plebeja Schloth.
Chonetes dilatata A. Roem.

In dieser Fauna treten die hercynischen Elemente ausnahmsweise in sehr bemerkenswerter Art gegen die rheinischen Formen zurück.

Karl Walther[1]) verdanken wir eine kurze petrographische

[1]) a. a. O.

Diagnose und eine Analyse des Gesteins, die hier angeführt werden möge: »Die konglomeratisch-kalkige Grauwacke geht bei der Verwitterung infolge Auslaugung des Kalkes in ein lockeres und durch Ausscheidung von Eisen aus dem Glimmer braunes Gemenge von Quarzkörnern über. Die Analyse ergibt (in gekürzter und zusammengezogener Form):

SiO_2	45,26 %
Al_2O_3	4,82 »
Fe_2O_3	6,13 »
$CaCO_3$	40,51 »
	96,72 %

Unter dem Mikroskop beobachtet man eine kalkige Grundmasse mit eingelagerten Quarzkörnern, etwas Quarzit, Glimmer und sehr wenig Feldspat.«

Besonders bemerkenswert ist dabei der hohe Kalkgehalt der Grauwacken. In den unreinen Kalken muß er demnach noch beträchtlich höher sein, so daß für diese die Bezeichnung Kalk durchaus zutreffend ist. Die Ausbeutung der im Folgenden beschriebenen, verhältnismäßig reichen Grauwackenfauna von Hermershausen ist nicht so eingehend betrieben worden wie die der anderen Schichtenglieder des Hercyns und zwar aus den schon erwähnten Gründen. Gleichwohl gebe ich die kurze paläontologische Beschreibung derselben nach dem bis jetzt vorliegenden Material, obwohl ich mir bewußt bin, daß die Fauna bei gründlicher Untersuchung noch manches Neue liefern wird. Die Mächtigkeit der Hercyngrauwacken mag 50—100 m betragen.

1. ? Fischreste.

Cf. Barrande, Syst. sil. I Suppl., S. 641, Taf. 28, Fig. 13, Taf. 30, Fig. 7.

Zwei lange, zum Teil verkohlte stachelartige Gebilde, die möglicherweise als Fischreste zu deuten sind. Das Auftreten kohliger Substanz schließt die Möglichkeit aus, daß es sich um dentalienartige Formen handeln könnte, von denen Barrande äußerlich ganz ähnliche l. c. abbildet. Die Reste sind vielleicht zu *Ctenacanthus* zu stellen.

2. Phacops fecundus var. major Barr.

Barrande, Syst. sil. I, S. 514, Taf. 21.
Kayser, Ältestes Devon, S. 19, Taf. 2, Fig. 1—11.
Novak, Vergl. Studien usw. Pal. Abh. N. F. 1 (Bd. V), S. 23, Taf. 3, Fig. 6—8.

Vom Kopfschild liegen nur Bruchstücke der Wangen, Glabellen, isolierte Augen u. a. m. vor, dagegen sind mehrere vollständige Pygidien vorhanden. Trotz der fragmentarischen Beschaffenheit läßt sich die Art unbedenklich als *Phacops fecundus* var. *major* ansprechen, zumal vollständige Köpfe derselben Art sich reichlich in der Erbslochgrauwacke gefunden haben. Die bedeutende Entwicklung des Auges und seine geringe Entfernung vom Zwischenring spricht gleichfalls für diese Bestimmung. Die Art besitzt für eine genauere Bestimmung des Horizontes der Grauwacken keine Bedeutung, da sie selbst in der engeren Abgrenzung der vorliegenden Varietät noch immer die gesamte Stufe F_2 bezeichnet. Die Angabe bei Seemann, daß sie nur im Mnenianer Kalk vorkommen soll, erscheint mir nicht genügend begründet, da z. B. der ganz nahe verwandte *Ph. intermedius* sowohl im Konjepruskalk wie im Mneniankalk auftritt. Jedenfalls gehört sowohl im Hercyn der deutschen Mittelgebirge wie in den Schiefern von Cathervieille in Süd-Frankreich und in den Kalken von Erbray diese Variation bereits der Mitte des Unterdevons an.

3. Dalmanites cf. tuberculatus A. Roem.

Lit. s. S. 344.

Dalmanitenreste liegen in noch geringerer Zahl vor als solche von *Phacops*. Auch hier läßt sich wohl annehmen, daß es sich um dieselbe Form handelt, wie sie in der Grauwacke des Erbsloches auftritt, d. h. um *Dalmanites tuberculatus* A. Roem. Da diese Art in den weiter unten behandelten unreinen Kalken mit *Rhynchonella princeps* außerordentlich häufig ist, so verweise ich auf die dortige ausführliche Beschreibung. Zu einer völlig einwandsfreien Bestimmung reichen die bisher gefundenen Reste nicht aus.

4. Proetus eremita Barr.

Barrande, Syst. sil. I, S. 462, Taf. 17, Fig. 9—10.
Kayser, Ält. Devon, S. 15, Taf. 1, Fig. 2—4.
Maurer, N. J. für Min., Beilagebd. I, S. 16, Taf. 1, Fig. 12, a—l.
Novak, Vergl. Studien, S. 6 ff., Taf. 1, Fig. 1—8.

Die Bestimmung dieser Art, zumal nach den geringen vorliegenden Resten, zwei Glabellen, ist nicht leicht durchzuführen. Barrande's *Pr. complanatus* (z. T. gleich *Pr. Dufrésnoyi* Corda) steht der Form sehr nahe, doch muß ich, Novak folgend, als maßgebend die Ausbildung des Randwulstes und seinen Abstand von dem Stirnlobus der Glabella ansehen. Danach gehört aber die Form zu *Proetus eremita* Barr. Die Unterschiede dieser Art von *Pr. complanatus* sind bei Novak aufgeführt. Wegen der stratigraphischen Bedeutung der Form seien diese Merkmale hier noch einmal zusammengefaßt, soweit sie sich auf die Glabella beziehen: »Glabella von scharf eingeschnittenen Dorsalfurchen umgeben, ziemlich flach gewölbt, von länglich-viereckiger Gestalt, vorn etwas verschmälert und mit stumpf gerundetem Stirnlobus. In der zweiten Hälfte ihrer Länge merklich gekielt. Seitenfurchen glatt, ohne Relief, mattglänzend, die vordere verwischt, die zweite kurz und quer gerichtet, die dritte dreieckig, breit, schräg einwärts gerichtet. Nackenfurche in der Mitte horizontal, an den beiden Enden jedoch etwas ansteigend; in derselben zwei symmetrisch gelegene, sich bis an den Nackenring erstreckende Vertiefungen. Randfurche breit. Randwulst dick, vorn gerundet, mit einigen erhabenen Parallelstreifen versehen.«

Die Granulierung der Form ist bei der Steinkernerhaltung der vorliegenden Stücke ganz verwischt. Im übrigen schließen sich dieselben vollständig an die Abbildungen bei Novak, besonders Fig. 4 und 5 an. Die Art tritt nach Seemann sicher im Mneniankalk, wahrscheinlich auch im Konjepruskalk auf. Barrande und Novak geben Konjeprus (=F_2allg.) als Fundort an. Bezeichnend für die Greifensteiner Kalke, auch des Harzes (Schwengskopf bei Wernigerode).

Da die Zusammengehörigkeit der als *Pr. eremita* beschriebenen Pygidien und Glabellen durch Novak festgestellt worden ist, so ist die Möglichkeit stratigraphischer Vergleiche vergrößert worden. Es tritt danach dieselbe Art in den Kalken vom Sprakelsbach und in dem Hercyn von Hermershausen auf.

Bezüglich der von Kayser a. a. O. Taf. 1, Fig. 9, 10 abgebildeten Köpfe von *Pr. complanatus* bin ich nicht der Ansicht von Novak, daß sie einer neuen Art angehören. Wie Novak selbst hervorhebt, weisen diese, als *Pr. pictus* von Giebel beschriebenen Glabellen viel Ähnlichkeit mit *Pr. eremita* auf. Die Unterschiede, die in einer feineren Granulierung, dickerem Randsaum und etwas undeutlicheren Seitenfurchen bei *Pr. eremita* liegen sollen, erscheinen bei der sonst recht großen Übereinstimmung der Stücke unwesentlich. Es würden also auch diese Proetusglabellen vom Scherenstieg zu *Pr. eremita* zu stellen sein.

5. Bronteus sp.

Barrande, Syst. sil. I, Taf. 44—48.

Ein recht gut erhaltenes Hypostom von *Bronteus* liegt vor, das sich jedoch nicht mit Sicherheit zu einer der beschriebenen Arten stellen läßt.

Es unterscheidet sich von allen bei Barrande abgebildeten Hypostomen durch drei kleine, aber deutliche Spitzen an seinem Unterrande. Zu *Bronteus* gehört es ganz sicher, wie aus der Form des Umrisses und besonders aus der bekannten rissigen Skulptur der Schale hervorgeht, die für *Bronteus* sehr bezeichnend und auch an dem vorliegenden Stück deutlich zu erkennen ist.

6. Rhynchonella princeps Barr.

Barrande, Syst. sil. V, Taf. 25, 26, 120, 121, 139.

Litt. s. S. 347.

Mehrere große Exemplare.

7. Rhynchonella bifida A. Roem.

Kayser, Ält. Devon, S. 151, Taf. 26, Fig. 12, Taf. 34, Fig. 4.
Hier die ältere Literatur.

Mehrere Exemplare vom allgemeinen Habitus der *Rhynchonella pila*, aber mit sich teilenden Rippen. Die Stücke müssen infolgedessen zu der Roemer'schen Art gerechnet werden.

8. Rhynchonella pila Schnur.

Schnur, Brachiopoden, S. 186, Taf. 26, Fig. 1.
Assmann, Erbslochgrauwacke, S. 157.

Von dieser am Erbsloch recht häufigen Art liegen gleichfalls mehrere Steinkerne und Schalenexemplare vor. Ob die Vermutung Assmann's betreffend die Identität von *Rh. pila* mit *Rh. princeps* var. *gibba* Barr. zutrifft, läßt sich auch an meinem Material nicht entscheiden.

9. Rhynchonella (Camarotoechia) Daleidensis F. Roem.

F. Roemer, Rhein. Übergangsgeb., S. 65, Taf. 1, Fig. 7.
A. Roemer, Beitr. usw. II, S. 11.
Quenstedt, Petrefaktenkunde, S. 449, Taf. 35, Fig. 42.
Sandberger, Rhein. Schichten-Syst. Nass., S. 337, Taf. 33, Fig. 5.
Kayser, Brachiopoden der Eifel, Zeitschr. d. D. geol. Ges. 1871, S. 518.
Kayser, Hauptquarzit, S. 43, Taf. 5, Fig. 2, 3.
Drevermann, Oberstadtfeld, S. 104.
K. Walther, N. F. für Min., Beilagebd. 17, S. 59.
Herrmann, Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 1911, S. 237.

Einige Stücke dieser im normalen rheinischen Unterdevon weit verbreiteten Art. In der vorstehend angeführten Literatur handelt es sich durchweg um dieselbe Form.

10. Spirifer togatus Barr.

Kayser, Ält. Devon, S. 160, Taf. 21, Fig. 3.
Kayser, Zeitschr. d. D. geol. Ges. 1906, S. 213.

Ein sehr schönes Schalenexemplar und mehrere größere Bruchstücke. Diese für die Harzer Hercynbildungen und den Konjepruskalk sehr bezeichnende Art, die auch in dem unreinen Kalk mit *Rhynchonella princeps* auftritt, hat sich nach Ass-

MANN am Erbsloch nicht gefunden. Es ist das eine von den örtlichen Abweichungen, die sich mehrfach finden. Als bemerkenswertestes Beispiel für solche Abweichungen in unseren Hercyngrauwacken kann *Spirifer Decheni* KAYSER gelten, der am Erbsloch massenhaft, bei Hermershausen dagegen nur in ganz geringen Resten vertreten ist.

11. Spirifer secans BARR.

ASSMANN, Erbslochgrauwacke, S. 152, Taf. 8, Fig. 13.

Zu der von ASSMANN vom Erbsloch beschriebenen Brachialklappe von *Sp. secans* kann ich als Ergänzung hinzufügen, daß im marburger geologischen Museum sich neuerdings auch eine Ventralklappe dieser Art vom Erbsloch befindet.

Die Reste von *Spirifer secans* von Hermershausen sind noch geringer und beschränken sich auf ein Bruchstück, das die Skulptur von *Sp. secans* besitzt.

12. Spirifer Decheni KAYSER.

ASSMANN, Erbslochgrauwacke, S. 138, Taf. 6, Fig. 5—12 (*Spir. fallax* GIEBEL).
Hier die ältere Literatur.

Von dieser am Erbsloch häufigsten Art liegen nur zwei sicher bestimmbare Bruchstücke vor. Wie schon oben bei der Besprechung von *Spirifer togatus* hervorgehoben worden ist, hat man darin lediglich eine örtliche Abweichung zu erblicken, die allerdings nicht recht erklärbar ist.

ASSMANN hat den alten GIEBEL'schen Namen *Spirifer fallax* wieder für diese Art angewendet. Mit SCUPIN möchte ich an der einmal eingebürgerten KAYSER'schen Artbezeichnung festhalten.

13. Spirifer Hercyniae GIEBEL.

ASSMANN, Erbslochgrauwacke, S. 142, Taf. 7, Fig. 1—5.
Hier die ältere Literatur.

Spirifer Hercyniae kann wohl als die wichtigste Leitversteinerung der Hercyngrauwacken angesehen werden. Haupt-

sächlich durch das Auftreten dieser Form wird das Unterkoblenzalter der Hauptmasse der Grauwacken sehr wahrscheinlich. Auch von Hermershausen liegen mehrere unzweifelhafte Stücke dieser Art vor.

14. Spirifer hystericus Schloth.

Assmann, Erbslochgrauwacke, S. 145.
Hier die ältere Literatur.

Im Gegensatz zu dem durch die vorige Art wahrscheinlich gemachten Unterkoblenzalter der Hercyngrauwacken scheint diese Form der Fauna einen etwas älteren Anstrich zu verleihen. Die Möglichkeit, daß die ziemlich mächtige Erbslochgrauwacke mit ihren tiefsten Lagen noch in die Siegener Schichten hinabreicht, ist allerdings nicht ausgeschlossen. Dazu kommt, wie Scupin ausdrücklich hervorhebt, daß die Art auf die Siegener Grauwacke und ihr gleichaltrige Schichten beschränkt sein soll. Auch das Auftreten von *Spirifer Decheni*, der dem *Spirifer primaevus* so sehr nahe steht, zeigt, daß die Erbslochgrauwacke wahrscheinlich schon unterhalb der Grenze zwischen der Zone des *Spirifer primaevus* (Siegener Schichten) und der des *Spirifer Hercyniae* (Untercoblenzschichten) beginnt.

15. Spirifer Nerei Barr.

Barrande, Haid. Abh. II, S. 179, Taf. 15, Fig. 4.
Barrande, Syst. sil. V, Taf. 6, Fig. 7—15, Taf. 124, Fig. 4–10.
A. Roemer, Beiträge usw. III, S. 58, Taf. 9, Fig. 12.
Kayser, Ältestes Devon, S. 170, Taf. 23, Fig. 1—5.
A. Denckmann, Dieses Jahrb. 1896, S. 157.
Scupin, Spiriferen Deutschlands, S. 32 ff.
K. Walther, Unterdevon, S. 51, Taf. 2, Fig. 9, 10.

Diese Art hat sich nur in zwei Bruchstücken gefunden. Während Denckmann die Art aus der Erbslochgrauwacke aufführt, findet sie sich in Assmann's Bearbeitung nicht mehr erwähnt. Vermutlich hat Assmann die von Denckmann so bezeichneten Formen zu *Spirifer carinatus* Schnur gezogen. Die Barrande'sche Art ist jedoch, wie Scupin ausgeführt

hat, von jener gut zu unterscheiden, und ich belasse deshalb die Stücke von Hermershausen bei *Spirifer Nerei*. Besonders große Übereinstimmung mit diesen zeigt die Abbildung von *Spirifer Nerei* bei Roemer, sowie die Abbildung 5 bei Kayser l. c., während die übrigen dort als *Sp. Nerei* var. abgebildeten Stücke allerdings eher zu *Sp. carinatus* gehören mögen.

16. Spirifer carinatus Schnur mut. **crassicosta** Scupin.

Assmann, Erbslochgrauwacke, S. 146, Taf. 8, Fig. 8.
Hier die weitere Literatur.

Sicher zu *Spirifer carinatus*, und zwar zu der mut. *crassicosta* Scup. gehört ein Bruchstück einer Stielklappe. Die Berippung ist auffallend schwach ausgeprägt und die Wölbung der Schale nur flach, wie es nach Scupin (Spir. Deutschlands S. 28) vorkommen soll. Die Textfigur bei Scupin war maßgebend für die Bestimmung.

17. Spirifer excavatus Kayser.

Assmann, Erbslochgrauwacke, S. 148, Taf. 8, Fig. 6, 7.
Hier die ältere Literatur.

Eine gut erhaltene Stielklappe mit langem Medianseptum und ein Bruchstück der Brachialklappe. Beides nur in Steinkernerhaltung.

18. Spirifer Bischofi A. Roem.

Assmann, Erbslochgrauwacke, S. 144. Hier die ältere Literatur.

Liegt in mehreren guten Exemplaren von Stiel- und Armklappen vor.

19. Spirifer Daleidensis Steininger.

Scupin, Spir. Deutschlands, S. 75, Taf. 7, Fig. 10.
Assmann, Erbslochgrauwacke, S. 144, Taf. 8, Fig. 5.

In mehreren Exemplaren. An Abdrücken der Negative sind die Spaltrippen sehr deutlich. Auf dem Sattel der Stielklappe ein kurzes Septum; stellenweise die Papillenstruktur der Schale gut erhalten. Die von Assmann a. a. O. abgebildete Form ist gleichfalls ein echter *Spirifer Daleidensis*.

20. Bifida? lepida Gf.

Oehlert, Ann. Sci. geol. 1887, S. 26, Taf. 1, Fig. 28—46.
Barrande, Syst. sil. V, Taf. 87 *(Retzia minuscula)*.

Nur ein Exemplar in Schalenerhaltung von dieser Form, wozu ich auch die Barrande'sche Art rechnen möchte.

21. Athyris Erbrayi Barrois.

Kayser, Ält. Devon, S. 181, Taf. 24, Fig. 10—12 (*Ath. undata*).
Barrois, Erbray, S. 119, Taf. 7, Fig. 10.
Kayser, Hauptquarzit, S. 39 ff.

Außer zahlreichen Bruchstücken ein gutes Schalenexemplar mit sehr ausgeprägter konzentrischer Streifung. Da diese Art im hercynischen Unterdevon gar nicht selten auftritt, so muß ihr Fehlen in der Erbslochgrauwacke hervorgehoben werden.

22. Athyris avirostris Krantz.

Krantz, Verh. Naturh. Ver., Bonn 1857, S. 153, Taf. 9, Fig. 2.
Kayser, Hauptquarzit, S. 38.
Drevermann, Siegener Schichten, S. 256, Taf. 30, Fig. 13—18.

Als Hauptunterschied dieser Art von der ganz nahe verwandten *Athyris undata* wäre nach Drevermann der scharfe, rinnenförmige Sinus der Stielklappe und die entsprechende mediane Längseinsenkung auf der ganzen Länge der Muskelzapfen des Steinkernes anzusehen. Da diese Merkmale bei den mir vorliegenden Stücken zutreffen, stelle ich diese zu *Athyris avirostris*. Der Größe nach nähert sie sich allerdings mehr der *Athyris undata* Defr. Möglicherweise ist ein Teil der von Assmann als *Athyris Rauffi* beschriebenen Formen ident mit *Athyris avirostris*.

23. Atrypa reticularis Linn.

Assmann, Erbslochgrauwacke, S. 158.

Ziemlich häufig, zum Teil Bruchstücke von beträchtlicher Größe, ebenso wie am Erbsloch.

24. Atrypa aspera Schlotth.

Assmann, Erbslochgrauwacke, S. 158.

Ebenso häufig wie die vorige, im Gegensatz zu der Seltenheit dieser Variation am Erbsloch.

25. Orthis Gervillei Defr. var. ablatiplicata Oehl.

Barrande, Haid. Abh. II, S. 48, Taf. 19, Fig. 10.
Barrande, Syst. sil. V, Taf. 58, 60, 126.
Barrois, Terr. Anc. Asturies, 1882, S. 237, Taf. 9, Fig. 1.
Oehlert, Ann. Sci. geol. 1887, S. 47, Taf. 4, Fig. 52—58.
Kayser, Dalmanitensandstein, S. 27.
Assmann, Erbslochgrauwacke, S. 161, Taf. 10, Fig. 3.

Nur ein Exemplar der Ventralschale dieser wichtigen Art. Die ungefähr gleichartige Berippung, bei der nur etwa jede vierte Rippe in der Nähe des Stirnrandes etwas stärker wird, macht die Zuteilung zu Oehlert's Varietät notwendig.

Wie schon Oehlert hervorhebt, ist eine Verwechslung mit anderen gleichartig berippten *Orthis*-Arten, wie *O. fascicularis* d'Orb., trotz des Fehlens stärker hervortretender Hauptrippen ausgeschlossen, da die Zugehörigkeit zur Gruppe der *Orthis Gervillei* sich in der starken Wölbung der Ventralschale und deren dachförmiger Längskielung deutlich ausspricht.

26. Orthis tectiformis K. Walther.

K. Walther, Unterdevon, N. J. für Min., Beilagebd. 17, S. 64, Taf. 3, Fig. 4.
Assmann, Erbslochgrauwacke, Taf. 9, Fig. 2.
Clarke, N. Y. State Mus. Mem. 9, p. 125 *(Dalmanella Drevermanni)*.

Von dieser Art liegt ein Steinkern der Ventralklappe mit dazugehörigem Negativ vor. Die Abbildung Walther's entspricht genau, nur sind bei dem Exemplar von Hermershausen die Zahnstützen noch etwas stärker gekrümmt, und das Medianseptum ist nicht ganz so lang. Die Form steht allerdings der typischen *Orthis circularis* so nahe, daß die Abgrenzung dieser Art nicht sehr deutlich ist. Die Figur 2 auf Tafel 9 bei Assmann gehört schon wegen der gekrümmten Zahnstützen hierher und nicht zu *Orthis striatula*.

27. Orthis cf. Trigeri Vern.

Oehlert, Ann. Sci. geol. 1887, S. 51, Taf. 5, Fig. 14—32.
Assmann, Erbslochgrauwacke, S. 162, Taf. 9, Fig. 6—9.

Ein Steinkern der Dorsalklappe liegt vor. Assmann weist auf den Unterschied im Umriß hin, der bei der hercynischen Form mehr querelliptisch, bei der französischen dagegen mehr subquadratisch sein soll. Ferner soll diese eine etwas stärker gewölbte Dorsalklappe besitzen. Der erste angeführte Unterschied scheint mir nicht durchführbar zu sein, da Oehlert auch recht gerundete Formen abbildet, die trotzdem zu *O. Trigeri* gerechnet werden. Der zweite von Assmann hervorgehobene Unterschied ist zweifellos vorhanden, aber doch sehr geringfügig. Im übrigen zeigt sich eine große Übereinstimmung sowohl mit Assmann's wie mit Oehlert's Abbildungen.

28. Orthis circularis Sow.

Kayser, Ält. Devon, S. 187 ff., Taf. 28, Fig. 11—13, Taf. 34, Fig. 7.
Drevermann, Siegener Schichten, S. 270, Taf. 31, Fig. 20.
Drevermann, Oberstadtfeld, S. 109, Taf. 14, Fig. 1—3.
K. Walther, Unterdevon, S. 62, Taf. 3, Fig. 1, 2.

Einige der Hermershausener Stücke gehören zweifellos zu dieser Art.

29. Orthis hysterita Gmelin.

K. Walther, Unterdevon, S. 60, Taf. 2, Fig. 11.

Ein Steinkern einer Dorsalklappe, der der Abbildung und namentlich der sehr eingehenden Beschreibung bei Walther a. a. O. S. 62 genau entspricht, und der deshalb hierher zu stellen ist.

30. Orthis sp.

Assmann, Erbslochgrauwacke, S. 163, Taf. 10, Fig. 5.

Mehrere Stücke zeigen die Charaktere der *Orthis* n. sp., die Assmann nur in einer einzelnen Stielklappe vom Erbsloch vorlag. Ich verweise auf die dortige Beschreibung, sehe aber gleichfalls von der Aufstellung einer neuen Art ab, da die

Kleinheit der Form es wahrscheinlich macht, daß es sich nur um eine Jugendform handelt.

31. Leptagonia rhomboidalis Wahlenb.

Kayser, Ält. Devon, S. 189, Taf. 29, Fig. 16—18.
Assmann, Erbslochgrauwacke, S. 164.

Ein typisches Exemplar.

32. Leptagonia Bouéi Barr.

Assmann, Erbslochgrauwacke, S. 164, Taf. 10, Fig. 1, 2.

Von dieser sehr charakteristischen Form kommen auch bei Hermershausen schön erhaltene Steinkerne und Schalenexemplare vor. Assmann hat die Art noch einmal ausführlich beschrieben. Ich kann daher auf seine Bearbeitung verweisen.

33. Stropheodonta Verneuili Barrande.

Assmann, Erbslochgrauwacke, S. 166, Taf 10, Fig. 4.

Ein Steinkern der Ventralklappe und ein schlecht erhaltenes Schalenexemplar einer Dorsalklappe.

34. Stropheodonta explanata Sow.

Kayser, Hauptquarzit, S. 102, Taf. 21 u. 22, Fig. 1.
Drevermann, Oberstadtfeld, S. 115, Taf. 14, Fig. 18, 19.
Drevermann, Siegener Schichten, S. 277.
Assmann, Erbslochgrauwacke, S. 167.

Eine Anzahl von Bruchstücken ist wegen ihrer Flachheit und äußerst feinen Berippung hierher zu stellen. Auch die Zähnelung des Schloßrandes ist stellenweise erkennbar.

35. Orthothetes (Schellwienella) umbraculum Schloth.

Kayser, Ält. Devon, S. 197, Taf. 29, Fig. 1, Taf. 34, Fig. 1.
Kayser, Hauptquarzit, S. 100, Taf. 18, Fig. 1, 3.
Drevermann, Oberstadtfeld, S. 116.
Assmann, Erbslochgrauwacke, S. 167.
Ivor Thomas, Mem. Geol. Surv. Great. Brit. 1910, Vol. 1, P. 2, p. 107.

Drevermann hat in der oben zitierten Arbeit die wichtigste Literatur mit dem Resultat verarbeitet, daß die Unter-

koblenzformen sich von den jüngeren durch den Bau der Zahnstützen unterscheiden. Assmann hebt als Merkmal der unterdevonischen Formen das Fehlen der den mitteldevonischen zukommenden feinen Körnelung hervor. Obwohl beide Merkmale zuzutreffen scheinen, läßt sich die Form des Hercyns trotzdem nicht von dem typischen *O. umbraculum* trennen.

36. Orthothetes cf. ingens Drev.

Drevermann, Siegener Schichten, S. 278, Taf. 32, Fig. 7—9.

Die Form übertrifft *O. umbraculum* so beträchtlich an Größe, daß sie schon durch dieses Merkmal allein unterscheidbar ist. Auch die Wölbung der Dorsalklappe ist beträchtlich stärker. Die Drevermann'sche Diagnose trifft auf die beiden mir von Hermershausen vorliegenden Exemplare zu, nur scheint der Sinus in der Dorsalklappe kein spezifisches Merkmal zu sein. Unsere beiden Stücke zeigen ihn nicht, desgleichen nicht ein schönes Stück vom Steinhorn bei Schönau aus dem unreinen Kalk mit *Rhynchonella princeps*.

37. Chonetes sarcinulata Schloth.

Assmann, Erbslochgrauwacke, S. 167.

Ziemlich selten. Die zweite Vulgärform *Ch. plebeja* hat sich bei Hermershausen überhaupt noch nicht gefunden, kommt aber in den kalkigen Grauwacken an der Damm-Mühle (s. o. S. 319) vor.

38. Chonetes dilatata F. Roem.

Schnur, Brachiopoden der Eifel, S. 227, Taf. 43, Fig. 1.
Barrande, Syst. sil. V, Taf. 46, Fig. 12 (*Chon. Verneuili*).
Kayser, Ält. Devon, S. 204, Taf. 30, Fig. 10 (*Chon. gibbosa*).
Assmann, Erbslochgrauwacke, S. 167.

Viel häufiger als die vorige Art. Die oben zitierten Formen bei Barrande und Kayser sind sehr wahrscheinlich identisch mit der Roemer'schen Art.

39. Chonetes embryo Barr.

Barrande, Syst. sil. V, Taf. 46, Fig. 7.
Kayser, Ält. Devon, S. 203, Taf. 30, Fig. 7—9.
Oehlert, Ann. Sci. geol. 1887, S. 64, Taf. 4, Fig. 12—16 *(Chon. Boblayei)*.

Auch diese Art ist recht häufig, wie in allen hercynischen Unterdevonablagerungen. Vom Erbsloch wird sie jedoch nicht angegeben. Die Form tritt auch noch in den Kalken des pelagischen unteren Mitteldevons in Nassau auf. Einen Unterschied zwischen der Barrande'schen Art und *Ch. Boblayei* bei Oehlert vermag ich nicht zu erkennen.

40. Craniella cassis Zeiller.

Kayser, Ält. Devon, S. 207, Taf. 30, Fig. 25.
Kayser, Hauptquarzit, S. 65, Taf. 6, 7, 9, 22.
Drevermann, Siegener Schichten, S. 280.
K. Walther, Unterdevon, S. 66.
Assmann, Erbslochgrauwacke, S. 168.

Die von Kayser aus dem Klostergrund abgebildete *Crania* entspricht dem einzigen bis jetzt bei Hermershausen gefundenen Stück vollständig, besonders in den Abbildungen l. c. Taf. 6. Während das Stück, welches Assmann vom Erbsloch vorlag, nur unsicher bestimmbar war, läßt sich das in Rede stehende Exemplar unbedenklich mit *Craniella cassis* vereinigen.

41. Bellerophon sp.

Barrande-Perner, Syst. sil. IV, S. 135, Taf. 89, Fig. 22.
K. Walther, Unterdevon, S. 47, Taf. 2, Fig. 4, 5.

Schlechte Steinkerne eines *Bellerophon* von der allgemeinen Form des *B. sphaericus* K. Walther bezw. des *B. (Sphaerocyclus) Whidbornei* Perner. Zu einer genauen Bestimmung nicht ausreichend.

42. Loxonema cf. rectangulare Spitz.

Spitz, Gastropoden, S. 151, Taf. 15, Fig. 3, 4.

Nur geringe Bruchstücke von *Loxonema*, die vermutlich in die Nähe der obengenannten karnischen Form gehören.

43. Hyolithes catenatus Barr.

Barrande, Syst. sil. III, S. 77, Taf. 13, Fig. 17—21.
Novak, Revision d. palaeoz. Hyolithiden, S. 7.

Ein Bruchstück eines *Hyolithes* aus der Grauwacke zeigt die netzförmige Skulptur der von Barrande aus Konjeprus beschriebenen Form.

Novak hat die Barrande'sche Art eingezogen und die betreffenden Stücke der älteren Barrande'schen Species *H. discors* zugeteilt, die in allem übrigen außer der Skulptur übereinstimmt. Die Begründung, die Novak hierfür gibt, daß nämlich die auffällige Skulptur nicht zu *Hyolithes* gehöre, sondern nur einen Überzug der Schale von parasitärer Entstehung darstelle, hat große Wahrscheinlichkeit für sich, zumal sich ähnliche wabenartige Überzüge auch bei anderen Schalen finden.

Ich möchte jedenfalls für das Stück von Hermershausen, obwohl es nicht sehr gut erhalten ist, den Vergleich mit der Barrande'schen Form nicht fallen lassen, denn die Übereinstimmung ist doch zu groß. Es scheint allerdings, als ob die vorliegende Form länger geworden ist und einen kleineren Wachstumswinkel besitzt als *H. discors* bezw. *catenatus* Barr.

Betreffs des Ursprunges der Skulptur, d. h. des netzförmigen Überzuges, der nach Novak anscheinend aus kleinen Röhrchen zusammengesetzt ist, läßt sich aus dem in Rede stehenden Stück nichts entnehmen, doch möchte ich darauf hinweisen, daß nach der von Kayser (Hauptquarzit, Taf. 9, Fig. 4) gegebenen Abbildung ähnliche Skulpturen auch durch tabulate Korallen hervorgerufen werden können.

44. Hyolithes cf. ventricosus Sdbg.

Ludwig, Palaeontogr. XI, S. 323, Taf. 50, Fig. 26 a, b.

Von sämtlichen Barrande'schen und Novak'schen Arten läßt sich keine mit der vorliegenden Form unmittelbar vergleichen, ebenso sind die bei Sandberger zitierten Spezies durchweg verschieden. Nur der von Ludwig l. c. abgebildete

Hyolithes (*Cleodora* Ludwig) *ventricosus* Sandb. hat dieselbe Größe, denselben Wachstumswinkel und besitzt gleichfalls nur Anwachsstreifen, aber keine Längsskulptur. Ludwig's Art stammt aus dem Unterdevon (Unterkoblenz) von Oppershofen.

45. Tentaculites grandis F. Roem.

F. Roemer, Zeitschr. d. D. geol. Ges. 17, S. 592, Taf. 17, Fig. 10.
C. Koch, Dieses Jahrb. 1880, S. 204, 206.
E. Kayser, ebenda 1884, S. 11.
F. Drevermann, Siegener Schichten, S. 234.

Ein über 3 cm langer, weit geringelter Tentaculit liegt im Abdruck vor. Sowohl nach der Größe als auch nach der Weite und Stärke der Ringelung ist diese Form von dem kleineren *T. Schlotheimi* zu unterscheiden. Drevermann nennt allerdings aus den Siegener Schichten von Seifen einen ganz entsprechenden, aber noch größer (bis 4 cm lang) werdenden Tentaculiten *T. scalaris* (= *T. Schlotheimi*). Ich schließe mich jedoch C. Koch und Kayser an, von denen der erstere a. a. O. *T. grandis* zusammen mit *Homalonotus Römeri* und *Spirifer primaevus* als Hauptleitversteinerungen des Taunusquarzits bezeichnet. Auch Kayser zitiert *T. grandis* aus dem Taunusquarzit der Stromberger Neuhütte.

Das Vorkommen eines so großen Tentaculiten, der im rheinischen Schiefergebirge den Siegener Schichten angehört, verstärkt jedenfalls den altertümlichen Charakter der Fauna im Vergleich zu den typischen Unterkoblenzfaunen.

46. Conocardium cf. artifex Barr.

Barrande, Syst. sil. VI, S. 182, Taf. 199, II, 2, bes. Fig. 22.

Conocardien sind im rheinischen Unterdevon äußerst selten. Beushausen beschreibt nur eine Form aus den Siegener Schichten nach Zeiller und zwei Formen aus den oberen Koblenzschichten, während aus den für einen Vergleich mit unserer Fauna in Betracht kommenden unteren Koblenzschichten nur unbestimmbare Reste erwähnt werden. Alle drei rheinischen

Formen zeigen keine nähere Beziehung zu unserer Hercynart. Von den zahlreichen im böhmischen Unterdevon vorkommenden Formen scheint mir nach dem einzigen bisher vorliegenden Stück am meisten die oben genannte Barrande'sche Art zu entsprechen.

Auch aus dem Devon der Ostalpen wird *C. artifex* von Scupin (Zeitschr. d. D. geol. Ges. 57, 1905, S. 107, Taf. 6, Fig. 9) beschrieben, doch entspricht die Abbildung Scupin's nicht so gut dem vorliegenden Rest wie die Fig. 22 bei Barrande.

Auch an der Damm-Mühle tritt in den Grauwacken im Liegenden der unreinen Kalke *Conocardium artifex* auf.

47. Cypricardinia crenistria Sdbg.

Barrande, Syst. sil. VI, Taf. 257, IV (*C. nitidula*).
Kayser, Alt. Devon, S. 129, Taf. 20, Fig. 2.
Beushausen, Lamellibr., S. 187, Taf. 16, Fig. 10—12.
Barrois, Erbray, S. 167 ff. (*C. crenicostata*).

Zwei Skulpturs teinkerne der linken Klappe dieser Art liegen vor. Da auch der besser erhaltene derselben nicht ganz vollständig ist, war die Bestimmung nur schwer durchzuführen. Die Barrande'sche Art von Konjeprus, *C. nitidula*, ist nicht von der Sandberger'schen Form zu unterscheiden. Allerdings scheint bei einigen Exemplaren von *C. nitidula* der Vorderrand etwas eingebuchtet zu sein, jedoch zeigt die Fig. 10 bei Beushausen und die Fig. 2 bei Barrande auch hierin Übereinstimmung. Ebenso ist der Verlauf des Hinterrandes und die radiale, gitterartige Stäbchenskulptur bei beiden Formen gleich. Mit Barrois halte ich die beiden Formen für ident. Der Barrande'sche Name wäre demnach einzuziehen. Auch *C. crenicostata* A. Roem. bei Barrois ist vermutlich dieselbe Form.

48. Cucullella cf. elliptica Maur.

Beushausen, Lamellibr., S. 104, Taf. 5, Fig. 9—15.

Eine kleine *Cucullella* von 7 mm Länge und 4 mm Höhe

liegt vor, die von jungen Exemplaren der *C. elliptica* Maurer nur durch die weiter nach dem Vorderrande zu gelegene innere Leiste abweicht. In Böhmen kommen Cucullellen anscheinend nicht vor. Das Auftreten dieser ausgesprochen rheinischen Gattung trägt also zur Bezeichnung des Mischcharakters unserer Fauna wesentlich bei.

49. Modiolopsis cf. antiqua Barr.

Barrande, Syst. sil. VI, Taf. 260 IV.

Ein Steinkern der rechten Klappe, der sich durch den fast am Vorderende der Muschel liegenden Wirbel obiger Art sehr nähert. Auch der Umriß und die Diagonalkante sind entsprechend. Abweichend ist nur die stärkere Wölbung bei der mir vorliegenden Form, weshalb ich sie mit Vorbehalt zu obiger Art stelle.

50. Pleurodictyum Selcanum Giebel.

Kayser, Ält. Devon, S. 227, Taf. 33, Fig. 8, 11, 12.
Denckmann, Dieses Jahrb. 1896, S. 157.
Kayser, Dalmanitensandstein, S. 33, Taf. 5, Fig. 1, 2.
Burhenne, Tentaculitenschiefer, S. 43.

Sowohl in den Harzer als auch in den Kellerwalder Hercyngrauwacken tritt diese Art auf. Bei Hermershausen sind Bruchstücke gleichfalls recht häufig.

51. Pleurodictyum Petrii Maurer.

Literatur vergl. S. 354.

Es sei hier nur bemerkt, daß diese Form auch vom Erbsloch in schönen typischen Exemplaren bekannt ist. Im übrigen verweise ich auf das bei derselben Form aus dem Kalk mit *Rhynchonella princeps* Gesagte.

52. Pleurodictyum cf. problematicum Gf.

Sandberger, Rhein. Schichtensyst., S. 405, Taf. 37, Fig. 8.

Ein kleiner Rest, an dem noch der wurmförmige Körper haftet, mag hierher gehören. Die durch die zahlreichen feinen

Septen hervorgerufene Längsstreifung ist deutlich erkennbar, desgleichen die zahlreichen, von den Dörnchen herrührenden Grübchen, beides Merkmale, die die Abtrennung dieses Restes von *Pl. Selcanum* nötig machen.

Diese weit verbreitete rheinische Form ist allerdings bisher aus den Hercyngrauwacken des Harzes und Kellerwaldes nicht bekannt geworden; deshalb und wegen der sehr fragmentarischen Erhaltung stelle ich das Stück nur mit Vorbehalt hierher.

53. Pleurodictyum cf. Zorgense Kays.

Kayser, Ält. Devon, S. 229, Taf. 33, Fig. 9, 10.

Mehrere Reste deuten durch die unregelmäßig kantigen Wandungen ihrer Zellen auf diese Art hin. Die Bestimmung muß vorläufig jedoch noch zweifelhaft bleiben.

54. Favosites Goldfussi d'Orb.

Milne-Edwards und Haime, Polypiers foss., S. 235, Taf. 20, Fig. 3.
Dieselben, Brit. foss. Corals, S. 214, Taf. 47, Fig. 3.
Kayser, Dalmanitensandstein, S. 32, Taf. 5, Fig. 7, 8.

Ein in guter Erhaltung vorliegender Stock einer tabulaten Koralle gleicht durch die radialstrahlige Anordnung seiner kantigen Zellenwände der von Kayser aus dem Harz beschriebenen *Beaumontia Guerangeri* M.-E. u. H. Durch das Auftreten von Porenreihen ergibt sich jedoch, daß das in Rede stehende Fossil zu *Favosites*, und zwar zu der d'Orbigny'schen Art gehört, da die Beschreibung bei Millne-Edwards und Haime sowie die Abbildungen durchaus auf dasselbe zutreffen.

Außer dieser tabulaten Koralle liegen noch zahlreiche Reste anderer *Favosites*-Arten, Alveolitiden usw. vor, von deren Bestimmung jedoch abgesehen werden mußte.

Die Fauna der Grauwacke von Hermershausen besteht demnach bis jetzt aus 54 Arten, die in der folgenden Tabelle noch einmal zusammengestellt sind.

Fauna der Grauwacke von Hermershausen.

	Erbsloch-grauwacke
1. ? Fischreste	
2. *Phacops fecundus* var. *major* Barr.	+
3. *Dalmanites* cf. *tuberculatus* A. Roem.	+
4. *Proetus eremita* Barr.	
5. *Bronteus* sp.	
6. *Rhynchonella princeps* Barr.	×
7. » *bifida* A. Roem.	×
8. » *pila* Schnur	+
9. » *Daleidensis* F. Roem.	+
10. *Spirifer togatus* Barr.	
11. » *secans* Barr.	+
12. » *Decheni* Kays.	+
13. » *Hercyniae* Giebel	+
14. » *hystericus* Schloth.	+
15. » *Nerei* Barr.	×
16. » *carinatus* Schnur, *mut. crassicosta* Sup.	+
17. » *excavatus* Kays.	+
18. » *Bischofi* A. Roem.	+
19. » *Daleidensis* Steininger	+
20. *Bifida? lepida* Goldf.	
21. *Athyris Erbrayi* Barrois	×
22. » *avirostris* Krantz	×
23. *Atrypa reticularis* Linn.	+
24. » *reticularis* var. *aspera* Schloth.	+
25. *Orthis Gervillei* var. *ablatiplicata* Oehl.	+
26. » *tectiformis* K. Walther	×
27. » cf. *Trigeri* de Vern.	+
28. » *circularis* Sow.	×
29. » *hysterita* Gmelin	×
30. » sp.	+
31. *Leptagonia rhomboidalis* Wahl.	+
32. » *Bouei* Barr.	+
33. *Stropheodonta Verneuili* Barr.	+

(Fortsetzung)

	Erbsloch-grauwacke
34. *Stropheodonta explanata* Sow.	+
35. *Orthothetes (Schellwienella) umbraculum* Schloth.	+
36. » cf. *ingens* Drev.	×
37. *Chonetes sarcinulata* Schloth.	+
38. » *dilatata* F. Roem.	+
39. » *embryo* Barr.	×
40. *Craniella cassis* Zeiller	+
41. *Bellerophon* sp.	
42. *Loxonema* cf. *rectangulare* Spitz	×
43. *Hyolithes* cf. *catenatus* Barr.	
44. » cf. *ventricosus* Sdbg.	×
45. *Tentaculites grandis* F. Roem.	
46. *Conocardium* cf. *artifex* Barr.	
47. *Cypricardinia crenistria* Sdbg.	×
48. *Cucullella elliptica* Maur.	
49. *Modiolopsis* cf. *antiqua* Barr.	
50. *Pleurodictyum Selcanum* Giebel	+
51. » *Petrii* Maur.	+
52. » cf. *problematicum* Goldf.	
53. » cf. *Zorgense* Kays.	
54. *Favosites Goldfussi* d'Orb.	×

Die in dieser Fauna auftretenden Formen des rheinischen Devons sprechen am meisten für ein Unterkoblenzalter der Fauna. Trotzdem ist die Möglichkeit nicht von der Hand zu weisen, daß die tieferen Teile der Grauwacke noch den oberen Siegener Schichten angehören, da noch einige altertümliche Arten auftreten, wie besonders:

Spirifer Decheni Kays.
Spirifer hystericus Schloth.
Tentaculites grandis F. Roem.

Denckmann vermutete noch (Dieses Jahrb. 1899 S. 328), daß die Äquivalente der Hercynschichten im tiefen Unterdevon,

vielleicht im Hunsrückschiefer zu suchen seien. Wie sich aber aus dem Fossilinhalt unserer Grauwacken einwandsfrei ergibt, ist bereits dieses älteste Hercyn (von F_1 immer abgesehen) höchstens vom Alter der obersten Siegener Schichten und des Unterkoblenz, während alle anderen Hercynschichten über den Grauwacken liegen. Von allen Hercynbildungen trägt die Grauwacke noch am meisten rheinischen Charakter, doch nicht in dem Maße, daß man, wie Assmann es tut, den hercynischen Charakter der Fauna in Zweifel ziehen könnte (Assmann a. a. O. S. 170). Wenn auch die Brachiopoden dies vielleicht nicht so deutlich erkennen lassen, so geht doch aus dem Auftreten von *Phacops fecundus, Dalmanites tuberculatus, Proetus eremita* u. a. m. deutlich genug der große Einfluß der böhmischen Provinz hervor. Übrigens sind auch unter den Brachiopoden recht bemerkenswerte Hercynformen, von denen nur *Spirifer togatus, Sp. secans, Sp. Nerei, Sp. Bischofi, Orthis Gervillei, Leptagonia Bouéi* und *Chonetes embryo* genannt seien.

Noch mehr tritt der Einfluß der böhmischen Facies in dem unreinen Kalk mit *Rhynchonella princeps* hervor, auf dessen Beziehungen zu der Grauwacke am Schlusse des folgenden Abschnittes eingegangen werden soll.

II. Kalk mit Rhynchonella princeps.

Über den Grauwacken lagert der Kalk mit *Rhynchonella princeps*. Dieses Schichtenglied entspricht petrographisch ziemlich genau dem Kalk vom Scherenstieg im Ostharz, ebenso aber auch dem unreinen Linsenkalk mit *Rh. princeps* vom Steinhorn bei Schönau im Kellerwald. Obwohl Denckmann später den von ihm gegebenen Namen (unreiner) Kalk mit *Rh. princeps* in die Bezeichnung Schichten mit *Rh. princeps* umgeändert hat, weil auch am Steinhorn sich sehr stark Schiefer an dem Aufbau derselben beteiligen und der Kalk dort auf einzelne Linsen zurücktreten kann, möchte ich für die betreffenden Schichten der Damm-Mühle die ältere Bezeichnung vor-

ziehen, weil hier diese Schichten offenbar beträchtlich kalkreicher entwickelt sind als am Steinhorn.

Der Kalk wurde anstehend nur im Profil an der Großen Lummersbach gefunden, wo er ziemlich mächtige (3—5 m) Bänke bildet, die aber zahlreiche schiefrige Zwischenlagen einschließen. Daher lösen sich die Kalkbänke stellenweise in kalkige Schieferpakete auf, und nur einzelne Kalklinsen deuten noch die kalkreichste Zone an. Also ähnliche Verhältnisse auch hier wie am Steinhorn.

Die Ausbeutung erfolgte mittels mehrerer langer Schürfe, die zum Teil auch eine liegende rote Schieferlage von mehreren Metern Mächtigkeit mit Schalenkrebsen (? Cypridinen) antrafen. Die Deutung dieser Schiefer ist noch nicht gelungen.

Aus dem Profil an der Damm-Mühle geht hervor, daß der Kalk mit *Rh. princeps* unter den Schönauer Knollenkalken und über den eigentlichen Hercyngrauwacken liegt. Bei Hermershausen gehen die kalkigen Grauwacken stellenweise in weniger sandige, dagegen mehr tonige und kalkreichere dichte Bänkchen über, die den in Rede stehenden Kalken bereits sehr ähnlich werden. Ganz entsprechende Beobachtungen kann man auch am Erbsloch machen. Die Lagen, in denen man bessere Dalmanitenreste erwarten kann, werden auch hier dem unreinen Kalk mit *Rhynchonella princeps* petrographisch recht ähnlich. Eigentliche Kalke jedoch, die ihnen entsprächen, treten weder bei Hermershausen noch am Erbsloch zutage. Ebenso ist auch im Profil der Großen Lummersbach der Zusammenhang der Grauwacken mit den Kalken nicht sehr deutlich zu erschließen gewesen.

Trotzdem bin ich der Ansicht, daß beide Schichtenglieder im wesentlichen gleichaltrig und auch faciell nur gering verschieden sind, wie aus der nahen Übereinstimmung der Faunen beider hervorgeht. Der Kalk stellt das etwas küstenfernere Sediment dar, dem die Gerölle fehlen, während die Versteinerungen verhältnismäßig gut erhalten,

wenn auch ziemlich selten sind. Es liegt in der Natur der Sache, daß die Kalke entsprechend der allmählichen Vertiefung des Hercynmeeres vorzugsweise den jüngeren Lagen der Grauwacke entsprechen.

Umgekehrt sind in der Grauwacke die Versteinerungen zwar häufig, aber meist zertrümmert. Die Lagen krystallinisch körnigen Kalkes mit überwiegenden Zweischalern und Brachiopoden, die Denckmann auch vom Steinhorn erwähnt, treten gleichfalls an der Damm-Mühle auf. Ihre Fauna wurde bei der Hercyngrauwackenfauna mit berücksichtigt, da sie offenbar einen Übergang der Kalke zu den Grauwacken darstellen. Sie liegen übrigens an der Damm-Mühle scheinbar nicht im Hangenden, sondern im Liegenden der Kalke.

1. **Phacops fecundus** var. **major** Barr.

Taf. 20, Fig. 1a, b.

Barrande, Syst. sil. I. Suppl., S. 24, Taf. 13, Fig. 5.

Die übrige Literatur s. o. S. 321.

Sämtliche Stücke erreichen nur etwa die Hälfte bis zwei Drittel der Maximalgröße des typischen *Phacops fecundus* var. *major* aus Böhmen. Sie verhalten sich hierin völlig gleich den Stücken, die Kayser aus dem Harz abbildet. Die Art ist ziemlich häufig, doch meist schlecht erhalten. Die Zahl der Pygidien ist geringer als die der Kopfschilder. Ein vollständiges, aber schlecht erhaltenes Exemplar mag etwa 60 mm Länge erreicht haben.

Kopfschild gerundet, fünfseitig, entsprechend den Angaben bei Barrande und Kayser. Nackenring kräftig, Zwischenring dagegen nur schwach ausgebildet. Seitenknoten wie bei allen zu dieser Gruppe gehörenden Formen sehr stark entwickelt. Umfang des Stirnrandes mit in der Mitte nicht unterbrochener Furche. Augen nicht bis zum Niveau der Glabella sich erhebend. Zahl der Linsenreihen 19, mit je 2—7, im Durchschnitt je 6 Linsen. Hinterende der Augen vom Occipitalring etwa 1 mm entfernt bleibend.

Granulation etwa der der harzer Stücke entsprechend, jedenfalls feiner als bei den Stücken des Mnenianer Kalkes. Hierin nähert sich die Form sehr dem *Ph. fecundus* var. *degener* Barr. aus G_1.

Pygidien entsprechend den Abbildungen bei Barrande. Über den stratigraphischen Wert dieser Form wurde oben bereits das Nötige gesagt.

2. Dalmanites (Odontochile) tuberculatus A. Roem.

Taf. 20, Fig. 2a—d.

Kayser, Ält. Devon, S. 27, Taf. 2, Fig. 1—6, Taf. 3, Fig. 7.
Barrande, Syst. sil. I, S. 541, Taf. 25, Taf. 27.
Barrande, ebenda Suppl., S. 33, Taf. 13.
Pruvost, Soc. géol. d. Nord, 39, 1910, S. 2, Taf. 1.

Dalmanites tuberculatus ist das bezeichnendste und häufigste Fossil des in Rede stehenden Kalkes. Besonders reichlich haben sich Pygidien gefunden, weniger häufig und schlechter erhalten sind die Kopfschilder. Rumpfringe sind nur in Bruchstücken vorhanden, dagegen liegen zwei gute Hypostome vor.

Wie schon erwähnt, geht aus dem Material des Marburger Museums hervor, daß der *Dalmanites* vom Erbsloch gleichfalls zu dieser Form gehört.

Bezüglich des Kopfschildes vermag ich nach eingehendem Vergleich von Originalstücken aus Böhmen und den Barrande-schen Abbildungen keine Unterschiede zwischen diesen, den Stücken des Harzes, des Kellerwaldes und den meinigen zu erblicken. Die Erhaltung der Harzer Stücke machte es Kayser unmöglich, zu entscheiden, ob der Randsaum spitzbogig gestaltet ist, wie Barrande und Roemer es darstellen, oder rundbogig, wie Giebel es darstellt. Nach Belegstücken von der Damm-Mühle war er auch bei der deutschen Hercynform spitzbogig, so daß also auch dieser letzte Unterschied von der böhmischen Form fortfällt.

An den Pygidien zählte Barrande auf der Achse 18—20, auf den Seitenflächen 12—14 Segmente. Diese Zahlen stimmen gleichfalls mit dem Befund an den vorliegenden Stücken über-

ein, zwei derselben, die größten und am besten erhaltenen, tragen gleichfalls 20 bezw. 14 Segmente. Die von Pruvost aus den Pyrenäen beschriebenen Pygidien sind noch größer und besitzen 21 bezw. 15 Segmente.

3. Cyphaspis hydrocephala A. Roem.

Taf. 20, Fig. 3a, b.

Kayser, Ält. Devon, S. 17, Taf. 1, Fig. 12, Taf. 3, Fig. 16—18.
Burhenne, Tentaculitenschiefer, S. 16, Taf. 1, Fig. 11.

Nur zwei stark beschädigte Glabellen mit Resten der festen Wangen. Ferner einige schlechte Wangen mit Augen. Die Exemplare zeichnen sich durch besondere Größe aus und stimmen darin mit den Originalstücken Kayser's vom Scherenstieg, die verglichen werden konnten, überein, ebenso aber auch mit denen vom Steinhorn. Abgesehen von ihrer Größe gleichen die Stücke, soweit sich erkennen läßt, der *Cyphaspis Barrandei* Corda = *hydrocephala* A. Roem. aus Böhmen. Auch Kayser trug s. Zt. kein Bedenken, beide Arten zu vereinigen.

Ob man die rheinischen Formen, zum wenigsten die mitteldevonischen, nicht doch schließlich abtrennen muß, vermag ich vorläufig nicht zu entscheiden. Die Unterschiede in der Größe und der Granulation scheinen aber beständig zu sein.

4. Acidaspis cf. glabrata A. Roem.

Barrande, Syst. sil. I, S. 732, Taf. 37, Fig. 10 *(A. derelicta)*.
Kayser, Ält. Devon, S. 38, Taf. 5, Fig. 1, 4, 5.

Eine kleine Glabella einer *Acidaspis* von nur 4 mm Länge liegt vor, die, soweit sich erkennen läßt, der obigen Form sehr nahe steht. In der Sammlung der Kgl. Pr. Geol. Landesanstalt befindet sich das Original zu *Acidaspis glabrata* A. Roem. (bei Kayser l. c.) Die Übereinstimmung mit diesem liegt vorwiegend in der geringen Größe und dem Vorhandensein eines Tuberkels auf der Mitte des Nackenringes, ferner in der Anordnung der gelappten Seitenteile der Glabella. Eine sichere Übereinstimmung läßt sich jedoch nicht feststellen, eben-

sowenig mit der gleichfalls nahe verwandten, wenn nicht identen *A. derelicta* Barr.

5. Proetus Marburgensis n. sp.

Taf. 20, Fig. 4, a, b.

Größte Länge des allein bekannten Kopfschildes 8 mm, Breite 5 mm. Randwulst um seine eigene Breite vom Vorderrande der Glabella entfernt bleibend. Glabella gerundet vierseitig, sich nach vorne nur sehr wenig verschmälernd. Zwischenring ohne größeres Knötchen in der Mitte. Sämtliche drei Seitenfurchenpaare sehr deutlich ausgeprägt, in der Anordnung denen des *Pr. planicauda* Barr. entsprechend.

Skulptur der Schale aus sehr dicht stehenden groben Tuberkeln bestehend, die sämtlich etwas quer verlängert erscheinen und in undeutlichen querverlaufenden Reihen angeordnet sind. Nach dem Vorderrande zu wird die Granulation immer feiner und dichter, so daß der Zwischenraum zwischen Nackenring und Randwulst fast glatt erscheint. Randwulst am Vorderrande ein- bis zweimal gerieft. Auf den Seitenfurchen der Glabella verschwindet die Granulation, besonders ist dies der Fall bei der mittleren und hinteren Seitenfurche. Zwischen mittlerer und hinterer Seitenfurche liegt jederseits nach der Mitte der Glabella zu ein kleiner glatter Fleck (point lisse auxiliaire Barr.). In allen Merkmalen der Skulptur gleicht die Art dem *Pr. planicauda*, von dem sie sich nur durch den breiteren Randwulst, das Fehlen der Tuberkel auf dem Zwischenring und geringere Größe unterscheidet.

6. Orthoceras sp. sp.

Der Vollständigkeit wegen sei erwähnt, daß sich große Bruchstücke von Orthoceren gefunden haben. Derartige Reste kommen sogar in den gröberen Grauwacken noch vor. So führt sie Denckmann (Dieses Jahrb. 1899 S. 157) auch aus den Erbslochgrauwacken an.

7. Rhynchonella princeps Barr.

Literatur siehe Nr. 8.

Von der typischen Form kommen zwar Exemplare vor, entsprechend den Resten aus der Grauwacke von Hermershausen, jedoch nicht so gut erhalten und noch seltener als solche der nachstehend beschriebenen Varietät.

8. Rhynchonella (Wilsonia) princeps Barr. var. armoricana Barrois.

Taf. 20, Fig. 5a—d.

Barrande, Haid. Abh. I, S. 83, Taf. 18, Fig. 1—3, Taf. 19, Fig. 2.
Barrande, Syst. sil. V, Taf. 25, 26, 120, 121, 139.
Kayser, Ält. Devon, S. 147, Taf. 26, Fig. 3—6.
Barrois, Erbray, S. 92, Taf. 6, Fig. 2A—E.
Denckmann, Dieses Jahrb. 1896, S. 159 u. 1899, S. 322.
Scupin, Devon der Ostalp., 1906, S. 245, Taf. 14, Fig. 3.
Assmann, Erbslochgrauwacke, S. 157.

Mehrere vollständige Exemplare und zahlreiche Bruchstücke. Die Zurechnung zu *Rh. princeps* var. *armoricana* ist umso berechtigter, als Barrande unter den zahlreichen Abbildungen von *Rh. princeps* und ihren Varietäten keine Form abbildet, die bei ähnlicher Breite, wie die Barrois'sche Varietät, eine so verhältnismäßig geringe und dicke Wölbung beider Schalen aufweist. Allein die *Rh.* var. *jejuna* zeigt ähnliche Verhältnisse, weicht aber durch die spitzere Schnabelregion ab, die sie schon der *Rh. Henrici* nähert.

Rh. princeps und ihre Varietäten sind zur Untergattung *Wilsonia* Qu. zu stellen. Wie schon Kayser (Z. d. D. geol. Ges. 1871 S. 502) auseinandersetzt und Barrois (Erbray p. 95, Anm. 4) wiederholt, hat der Name *Wilsonia* die Priorität gegenüber dem jüngeren Namen *Uncinulus*, der dieselbe Gruppe umfassen soll. Seemann hat in seiner Tabelle (Mittelböhm. Devongebiet S. 111) den Untergattungsnamen *Wilsonia* angenommen, während Scupin a. a. O. *Uncinulus* anwendet. Hall und Clarke nennen *Wilsonia* die Formen ohne Schloßfortsatz, mit median geteilter Schloßplatte, *Uncinulus* die mit Schloßfortsatz und ungeteilter Schloßplatte.

9. Spirifer Bischofi Giebel.

Taf. 20, Fig. 6.

Literatur s. S. 327.

Nur ein, noch dazu sehr beschädigtes Stück einer Ventralschale, mit zwei starken Rippen im Sinus und zwei weiteren, nur am Stirnrande deutlicher werdenden im Sinus.

10. Spirifer togatus Barr.

Taf. 21, Fig. 1.

Literatur s. S. 324.

Mehrere Bruchstücke und ein stark verwittertes, aber vollständiges Exemplar von 6 cm Breite. Es schließt sich durch diese beträchtliche Größe an die Harzer Stücke an, während die böhmischen nicht ganz so groß zu werden scheinen.

11. Spirifer secans Barr.

Literatur s. S. 325.

Ein stark beschädigtes Exemplar. Die Reste von *Spirifer secans* sind hier ebenso selten wie in den Grauwacken.

12. Pentamerus Sieberi v. Buch.

Taf. 21, Fig. 2.

Barrande, Syst. sil. V, Taf. 78.
Kayser, Ält. Devon, S. 158, Taf. 27, Fig. 5—9.
Scupin, Devon der Ostalp. 1906, S. 259, Taf. 15, Fig. 4.
Assmann, Erbslochgrauwacke, S. 159, Taf. 10, Fig. 7.

Zwei vollständige Stücke der Stielklappe von *Pentamerus Sieberi* liegen vor. Es sind meines Wissens die ersten Exemplare dieser Art, die aus dem Rheinischen Schiefergebirge bekannt werden. Vom Harz, Böhmen, den karnischen Alpen, sowie aus dem podolischen Unterdevon bekannt, ist sie am Erbsloch noch nicht beobachtet worden. Jedoch scheint mir der *Pentamerus* sp., den Assmann abbildet, nichts weiter als der Steinkern von *P. Sieberi* zu sein. Auch befindet sich in der Marburger Sammlung noch ein zweites Exemplar aus der Erbslochgrauwacke, das ich trotz seiner schlechten Erhaltung und

starken Verdrückung zu *P. Sieberi* zu stellen geneigt bin. Wegen der Unterschiede von *P. galeatus* kann auf die Arbeiten von Sandberger, Kayser, Barrande, Schnur u. a. verwiesen werden.

13. Pentamerus Sieberi, var. evanescens Barr.

Taf. 21, Fig. 3a—c.

Barrande, Syst. sil. V, Taf. 78, Fig. 4.

Mehrere Stücke einer Pentamerusart zeigen nur am Stirnrande Andeutungen von Rippen, während sie in der Wirbelgegend vollständig glatt werden. Nach dem äußeren Umriß, dem eben erwähnten Verhalten der Rippen und dem Vorhandensein eines nur schwachen Medianseptums in der Stielklappe sind diese Stücke zu obiger Varietät zu ziehen. Zu *Pentamerus Sieberi* gehören alle diese Formen wegen des Fehlens von Sinus und Sattel. Dagegen besitzt der stratigraphisch parallel laufende *P. galeatus* Dal. immer eine deutliche Ausprägung des Sinus und Sattels wenigstens am Stirnrande.

14. Atrypa reticularis Linn.

Assmann, Erbslochgrauwacke, S. 158.

Sehr häufig.

15. Atrypa reticularis var. aspera Schloth.

Assmann, Erbslochgrauwacke, S. 158.

Ebenfalls in einigen Stücken vorhanden.

16. Orthis Gervillei Defr. typus.

Taf. 21, Fig. 4, 5.

Oehlert, Ann. Soc. Sci. geol. 1887, S. 46, Taf. 4, Fig. 45—47.

Zwei Exemplare, die dem Typus, wie er bei Oehlert beschrieben und abgebildet wird, genau entsprechen, während das Stück aus der Grauwacke von Hermershausen der *O. G.* var. *ablatiplicata* Oehlert zugeteilt werden mußte.

17. Leptagonia rhomboidalis Wahlenberg.

Barrande, Syst. sil. V, Taf. 41, S. 101.
Schnur, Brachiopoden, S. 224, Taf. 42.
Barrois, Erbray, S. 69.

Mehrere deutliche Exemplare.

L. rhomboidalis variiert außerordentlich in der Stärke der Radial- und Querskulptur. Man könnte als *Leptagonia rhomboidalis* var. *applanata* n. var. die Formen abtrennen, bei denen die charakteristische Querrunzelung ganz fehlt. Bezeichnend bleibt dabei immer die typische Umrißform der *L. rhomboidalis*. Diese Abänderung wird allerdings der *L. narranyoana* Vern. so ähnlich, daß man sie auch mit dieser vereinigen könnte. — Bei anderen Exemplaren schwindet auch die Querrunzelung vollständig, die Radialskulptur tritt stark in den Vordergrund. Man könnte diese Formen darnach als var. *radiata* n. var. abtrennen, allerdings bleibt dabei schwer zu entscheiden, wieviel von diesen Skulpturunterschieden auf Alters- und Erhaltungszustand zu schreiben ist.

18. Strophomena (Leptagonia) emarginata Barr.

Kayser, Ält. Devon, S. 189, Taf. 29, Fig. 19, 20.
Barrande, Syst. sil. V, Taf. 45, Fig. 1—10, Taf. 128, Fig. 1.

Diese Form ist wahrscheinlich mit *Str. rhomboidalis* var. *Zinkeni* A. Roem. ident, besonders die Figur 7 bei Barr. a. a. O. ist nicht zu unterscheiden von der Giebel'schen Abbildung. Daß die zungenförmige Herabbiegung des Stirnrandes in der Mitte bei den Harzer Exemplaren nicht beobachtet worden ist, spricht nicht für eine Verschiedenheit der Formen, da die F_2-Form von Barrande auch ganzrandig abgebildet wird. Die sehr ausführliche Beschreibung bei Giebel erweist die große Übereinstimmung mit der böhmischen Form und dürfte die Zusammenziehung beider Arten rechtfertigen. Es bleibt dabei gleichgültig, ob man die Form als selbständig oder als Varietät von *Str. rhomboidalis* auffassen will. Die geringere Größe, die höchstens der Hälfte der von *Str. rhomboidalis* erreichten gleichkommt, dürfte dabei mehr für die Abtrennung bezw. Beibehaltung der zweiten Art sprechen.

19. Strophomena consobrina Barr.

Taf. 21, Fig. 6.

Barrande, Haid. Abh. II, S. 66, Taf. 21, Fig. 3—5.

Die Ventralschale einer *Strophomena* mit gleichmäßig radialer Struktur. Wo die oberste Schalenlage (Epidermis bei Barrande) abgesprungen ist, zeigen sich in den Zwischenräumen zwischen den Rippen kleine in einer Reihe angeordnete Höhlungen. Die Zurechnung zu *S. consobrina* Barr. erfolgte wegen der Übereinstimmung in der Skulptur, der Aufwölbung längs der Mittellinie der Schale, sowie wegen des Umrisses, der dem von *S. consobrina* genau entspricht. Auch bei dieser Form ist der Schloßrand kürzer als die Breite in der Schalenmitte. Abweichend von *S. consobrina* trägt die vorliegende Form eine etwas engere Berippung und ist etwas größer. Dadurch nähert sie sich wieder der *S. nebulosa* Barr., die aber einen anderen Umriß besitzt und nur schwach gewölbt ist.

20. Strophomena cf. lepis Bronn.

Kayser, Zeitschr. der D. geol. Ges. 1871, S. 625, Taf. 14, Fig. 5.
Assmann, Erbslochgrauwacke, S. 167, Taf. 10, Fig. 6.

Zahlreiche Ventralklappen und einige Dorsalschalen.

Wenn, wie Kayser angibt, sowohl Formen mit flügelförmig verlängerten Ecken wie solche von halbkreisförmigem Umriß (var. *semicircularis* Barr.) unter diesem Namen zu vereinigen sind, so besteht kaum ein merkbarer Unterschied zwischen *S. lepis* und *S. clausa* bezw. *armata* Barr. Auch die Exemplare von der Damm-Mühle zeigen keinerlei Radialskulptur und verhalten sich auch in allem übrigen wie die eifeler Form nach Kayser's Beschreibung.

21. Chonetes embryo Barr.

Barrande, Haid. Abh. II, S. 248, Taf. 23, Fig. 19.
A. Roemer, Beitr. usw. II, S. 99, Taf. 15, Fig. 6.
Kayser, Ält. Devon, S. 203, Taf. 30, Fig. 7—9.
Barrande, Syst. sil. V, Taf. 46, Fig. 7.
Oehlert, Ann. Sci. Geol. 1887, S. 64, Taf. 4, Fig. 12—16.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

In zahlreichen guten Exemplaren der Ventralschale vorhanden. Wird vom Erbsloch, wie erwähnt, nicht angegeben, sonst im Hercyn überall vorhanden (vergl. oben S. 333).

22. Platyceras Halfari Kayser.

Taf. 21, Fig. 7.

Kayser, Ält. Devon, S. 96, Taf. 15, Fig. 8.
Spitz, Gastropoden, S. 161, Taf. 15, Fig. 32a—c.

Das einzige mir vorliegende Stück steht den Abbildungen bei Spitz entschieden näher als dem Kayser'schen Original. Ich beziehe mich demnach mit dieser Bestimmung mehr auf die aus den karnischen Alpen stammende als auf die harzer Form.

23. Orthonychia acuta Roemer.

Taf. 21, Fig. 8.

Barrande-Perner, Syst. sil. IV, 3, S. 116 ff., Taf. 181, Fig. 6.
Spitz, Gastropoden, S. 165, Taf. 15, Fig. 41.

Ein leider recht beschädigtes Stück hat die Größe, den Umriß und die Längsfaltung von *O. acuta*. Die Abbildung bei Perner trifft ziemlich genau den Charakter unseres Stückes. Sehr nahe steht jedenfalls auch *O. cornuta* bei Tschernyschew und Spitz.

24. Conularia Proteica Barr.

Barrande, Syst. sil. III, S. 48, Taf. V, Fig. 13—33, Taf. 6, Fig. 7, 8.
I. V. Zelížko, Neue Pteropoden usw., Jahrb. K. K. Geol. Reichsanst. 1911, Bd. 61, H. 1.

Da sowohl Stücke von ganz ausgewachsenen Exemplaren als auch von kleinen jungen Formen vorliegen, so lassen sich die verschiedenen, von Barrande beschriebenen Stadien der Entwicklung der Schalenskulptur beobachten.

Die Form gehört vorwiegend dem Unter- und Obersilur an. Allerdings wird sie von Barrande und Seemann aus G_1 erwähnt. Obwohl die Skulptur an den ausgewachsenen Stücken nicht in voller Deutlichkeit vorhanden ist, glaube ich doch die Reste unbedenklich zu *C. Proteica* Barr. stellen zu können.

Nahe stehen auch *C. Gervillei* Arch. et Vern. (Barrois, Terr. anc. Astur. S. 282 Taf. 12 Fig. 3) und *C. subparallela*

Sdbg. (Verst. Schicht. Syst. Nass. S. 243 Taf. 21 Fig. 2 und 3). Alle diese Formen sind schwer zu unterscheiden, zumal wenn sie nur in Bruchstücken und mit schlecht erhaltener Epidermis vorliegen.

Auf die Ähnlichkeit mit *C. quadrisulcata* Sow. hat Barrande schon hingewiesen.

Mit dem Nachweis dieser Form in F_2 äquivalenten Schichten ist die große Lücke ausgefüllt, die bisher zwischen ihrem Auftreten in E und G_1 klaffte. In F_1 von Kosor ist dieselbe Form ganz neuerdings von Zelizko nachgewiesen worden, so daß sie nunmehr in ununterbrochener Reihe aus D_4 bis G_1 vorliegt. Stratigraphische Bedeutung hat die Form infolgedessen nicht.

25. Pterinea striato-costata Giebel.

Giebel, Unterharz, S. 27, Taf. 5, Fig. 15, 18.
Kayser, Ält. Devon, S. 135, Taf. 19, Fig. 4 (*Pterinea* sp.).
Barrande, Syst. sil. VI, Taf. 218 (*Pt. expulsa*).
Barrois, Erbray, S. 171, Taf. 10, Fig. 8a—e.

Die Bestimmung gründet sich auf ein Bruchstück, an dem sowohl die innere als auch die äußere Schalenskulptur erkennbar ist. In der Erbslochgrauwacke ist die Form auch vorhanden, wie mehrere Exemplare in der Marburger Sammlung beweisen. Ob *Pt. expulsa* Barr. ident ist, wie Barrois vermutet, bleibt nach der Abbildung bei Barrande zweifelhaft. Danach ist die böhmische Art stärker quer verlängert und noch feiner gerippt als die typische *Pt. striato-costata*.

In den Grauwacken von Hermershausen hat sich diese Form bisher noch nicht gefunden.

26. Pterinea sp.

Taf. 21, Fig. 9.
Kayser, Ält. Devon, S. 136, Taf. 19, Fig. 7.

Die linke Klappe einer großen *Pterinea*, die ziemlich schief quer verlängert ist, und der das vordere Ohr fehlt. Man erkennt, soweit die Schale noch unversehrt ist, etwa zehn flach gerundete Rippen, die durch breite Zwischenräume getrennt

sind, besonders deutlich am Rande. Der hintere Muskeleindruck ist sehr deutlich, der vordere zerstört. Im Umriß und in der Art der Berippung ist die Form sehr ähnlich der von Kayser a. a. O. abgebildeten *Pterinea* sp., ohne daß jedoch eine vollständige Übereinstimmung besteht. Recht ähnlich werden auch *Pt. correcta* Barr. und *Pt. ponderata* Barr., beide aus Etage E.

27. Pleurodictyum Petrii Maurer.

Taf. 21, Fig. 10.

F. Maurer, N. J. für Min. 1874, S. 456, Taf. 7, Fig. 1, 2.
F. Roemer, Leth. palaeoz. I, 1883, S. 427.
Kayser, Dalmanitensandstein, S. 33, Taf. 5, Fig. 3—5.
Denckmann, Dieses Jahrb. 1896, S. 157.
Beushausen, Devon des nördl. Oberharzes, S. 93.
Burhenne, Tentaculitenschiefer, S. 43.

Pleurodictyum Petrii ist ziemlich häufig, und zwar meist in Kalkerhaltung. Auch in diesem Falle ist die Form immer zu erkennen an ihrem polygonalen Umriß und den wenigen großen Zellen. Meist stehen um eine zentrale Zelle sechs andere ganz gleichmäßig große herum. In diesem Falle hat der ganze Stock einen sechsseitigen Umriß mit gerundeten Ecken. Dies ist die häufigste Form. Auch Reste der Epithek sind gefunden worden, die den Abbildungen und Beschreibungen bei Maurer und Kayser entsprechen.

Nachdem sich die Form nunmehr im hercynischen Unterdevon des Kellerwaldes und des rheinischen Schiefergebirges gefunden hat und Beushausen sie aus dem Mitteldevon des nördlichen Oberharzes bekannt gemacht hat, ist ihr größere stratigraphische Bedeutung nicht mehr beizumessen. Ebenso beschreibt sie Burhenne aus den Tentaculitenschiefern von Leimstruth. Im Oberharz tritt sie zusammen mit *Strophomena minor* und anderen charakteristischen Arten der Wissenbacher Schiefer in den Grenzbänken der oberharzer *Calceola*-Schiefer gegen die Wissenbacher Schiefer auf. Aus dem Dalmanitensandstein von Kleinlinden ist sie seit langem bekannt und dort zuerst beschrieben worden.

28. Petraja undulata A. Roem.

Taf. 21, Fig. 11.

Kayser, Ält. Devon, S. 231, Taf. 33, Fig. 1—7.

Zahlreiche Bruchstücke und mehrere vollständige Kelche in Kalkerhaltung.

Der unreine Kalk mit *Rhynchonella princeps* von der Damm-Mühle hat demnach bis jetzt 28 verschiedene Arten von Versteinerungen geliefert, die in folgender Tabelle noch einmal zusammengestellt sind (vergl. S. 356).

Das Auftreten so zahlreicher gemeinsamer Formen in den Grauwacken von Hermershausen bezw. vom Erbsloch und in den unreinen Kalken läßt die Altersgleichheit beider Ablagerungen gesichert erscheinen. Besonderer Wert ist dabei zu legen auf:

Phacops fecundus var. *major* Barr.
Dalmanites tuberculatus A. Roem.
Rhynchonella princeps Barr.
Spirifer togatus Barr.
Spirifer secans Barr.
Orthis Gervillei Defr.
Chonetes embryo Barr.
Pterinea striato-costata Giebel
Pleurodictyum Petrii Maurer.

Das Fehlen von *Spirifer Decheni* und *Sp. hystericus* weist auf die höhere Lage des Kalkes im Vergleiche zu der Hauptmasse der Grauwacken hin. Daß er aber gleichfalls noch der Stufe des *Spirifer Hercyniae* angehört, beweist ein sehr schönes typisches Exemplar von *Sp. Hercyniae*, das sich im Besitze der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt befindet und aus dem unreinen Kalk vom Steinhorn stammt. Die Übereinstimmung mit dem unreinen Kalk mit *Rh. princeps* vom Steinhorn andererseits ergibt sich einmal aus dem petrographisch völlig mit dem der Kalke von der Damm-Mühle übereinstimmenden Verhalten desselben, des weiteren aber auch aus der faunistischen Übereinstimmung.

Fauna des Kalkes mit Rhynchonella princeps.

	Erbsloch-Grauw.	Hermershausener Grauw.	Unreiner Kalk vom Steinhorn
1. *Phacops fecundus* var. *major* Barr.	+	+	+
2. *Dalmanites (Odontochile) tuberculatus* A. Roem.	+	+	+
3. *Cyphaspis hydrocephala* A. Roem.			+
4. *Acidaspis* cf. *glabrata* A. Roem.			
5. *Proetus Marburgensis* n. sp.	×	×	
6. *Orthoceras* sp. sp.	×	×	
7. *Rhynchonella princeps* Barr.	+	+	+
8. » *princeps* var. *armoricana* Barr.	+	+	+
9. *Spirifer Bischofi* Giebel	+	+	
10. » *togatus* Barr.		+	
11. » *secans* Barr.	+	×	
12. *Pentamerus Sieberi* v. Buch	+		
13. » » var. *evanescens* Barr.			
14. *Atrypa reticularis* Linn.	+	+	+
15. » » var. *aspera* Schloth.	+	+	+
16. *Orthis Gervillei* Defr.	+	+	
17. *Leptagonia rhomboidalis* Wahlenb.	+	+	
18. » *emarginata* Barr.	×		
19. *Strophomena consobrina* Barr.			
20. » *lepis* Bronn.	+		+
21. *Chonetes embryo* Barr.	×	+	
22. *Platyceras Halfari* Kays.			
23. *Orthonychia acuta* Roem.			
24. *Conularia Proteica* Barr.			+
25. *Pterinea striato-costata* Giebel	+		
26. » sp.			+
27. *Pleurodictyum Petrii* Maurer	+	+	+
28. *Petraja undulata* A. Roem.			+

Außer den in der Tabelle als gemeinsam bezeichneten Formen kommen am Steinhorn noch folgende, an der Damm-Mühle bisher nicht gefundene Formen vor:

Harpes venulosus Corda
Spirifer Hercyniae Giebel
Streptorhynchus sp.
Discina sp.
Cypricardinia sp.
Pleurodictyum cf. *Selcanum* Giebel.

Desgleichen ergibt sich die stratigraphisch gleiche Lage der Kalke am Steinhorn wie an der Damm-Mühle aus ihrer Überlagerung durch die grauen bezw. bunten Nierenkalke des Schönauer Kalkes. Ein großer Teil der Versteinerungen aus den Kalken mit *Rh. princeps* kommt auch in den Kalken vom Scherenstieg vor. Ich sehe demnach in den unreinen Kalken vom Steinhorn, vom Scherenstieg und der Damm-Mühle einen im wesentlichen gleichen Horizont, obwohl am Scherenstieg sicher auch noch jüngere Hercynsedimente vertreten sind. Die Kalke vom Schneckenberg bei Harzgerode mit ihrer Capulidenfauna mögen den tieferen Grauwackenfaunen entsprechen.

III. Schönauer Kalk.

Über den unreinen Kalken mit *Rhynchonella princeps* folgt der Schönauer Kalk, der im Kellerwald eine ziemlich reiche Fauna führt. An der Damm-Mühle erwies er sich leider recht arm. Am Steinhorn fanden sich die in umstehender Tabelle aufgeführten Formen[1]). An der Damm-Mühle fand sich als einzige sicher vergleichbare Art *Agoniatites fecundus* Barr. Für die Vergleichung beider Kalke ist die petrographische Übereinstimmung und die gleiche stratigraphische Lage maßgebend. Die Fauna, deren pelagischer Charakter sich im Auftreten von Goniatiten, Orthoceren und Palaeoconchen ausspricht, bildet die

[1]) Da diese Fauna vom Steinhorn demnächst von anderer Seite bearbeitet werden wird, so beschränke ich mich im wesentlichen auf die Aufzählung der wichtigsten Gattungen und einiger bereits von A. Denckmann u. A. erwähnter Arten. Die facielle und faunistische Übereinstimmung mit dem Kalk von der Damm-Mühle erhellt daraus zur Genüge.

Basis der darüberliegenden, noch deutlicher pelagischen Knollenschieferfauna.

Die Mächtigkeit des Schönauer Kalkes beträgt an der Damm-Mühle vielleicht 2—3 m.

Fauna des Schönauer Kalkes.

Kellerwald (Material der Landesanst.)	Damm-Mühle
1. *Ctenacanthus bohemicus* Barr.	
2. *Proetus* sp.	*Proetus* sp.
3. *Bronteus* sp.	
4. *Cheirurus* cf. *gibbus* Beyr.	
5. *Phacops* sp.	
6. *Harpes* sp.	
7. *Agoniatites fecundus* Barr.	*Agoniatites fecundus* Barr.
8. *Agoniatites Holzapfeli* Denckm.	*Agoniatites* sp.
9. *Orthoceras* cf. *pulchrum* Barr.	
10. » sp. sp.	*Orthoceras* sp.
11. *Loxonema* sp.	*Loxonema* sp.
12. *Pleurotomaria* sp.	
13. *Euomphalus* sp.	
14. *Capulus* sp.	
15. *Gosseletia* sp.	
16. *Kochia* sp.	
17. *Dalila* sp.	
18. Paläoconchen sp. sp.	Paläoconchen sp. sp.
19. ? *Streptorhynchus* sp.	
20. Einzelkorallen	Einzelkorallen
21. *Crinoidarum* sp.	*Crinoidarum* sp.
22. —	*Tentaculites acuarius* Richt.

IV. Knollenschiefer.

Über dem Schönauer Kalk folgen sowohl am Steinhorn als auch an der Damm-Mühle Schiefer mit Kalkknollen. Am Steinhorn beträgt ihre Mächtigkeit nur wenige Meter. An der

Damm-Mühle scheint das Schieferpaket dagegen bedeutend mächtiger zu werden (vielleicht 50 m und darüber) und allmählich nach oben in die Schiefer des Unteren Mitteldevons überzugehen, wofür der Befund an der Beichte bei Hermershausen spricht.

Ein nochmaliges Einsetzen der normalen rheinischen Facies, wie es im Kellerwald und im Harz beobachtet worden ist, scheint hier jedenfalls nicht eingetreten zu sein. Vielmehr findet vom Beginn der Ablagerung der kalkigen Grauwacken an eine positive Meeresbewegung statt, die ununterbrochen anhält und erst im Mitteldevon in den Tentaculitenschiefern ihren Höhepunkt erreicht. Diesem Zusammenhang entspricht auch die Fauna, die sich in den dem Schiefer eingelagerten Kalknollen gefunden hat. Der Schiefer selbst ist äußerst arm und führt nur schlechte Trilobitenreste. Denckmann hat die über dem Schönauer Kalk liegenden Schiefer als Dalmanitenschiefer bezeichnet. Ohne darauf eingehen zu wollen, ob diese Dalmanitenschiefer nur dem unteren Teile der Damm-Mühlen-Schiefer oder ihrer Gesamtheit entsprechen, bezeichne ich letztere als Knollenschiefer von der Damm-Mühle und beschreibe im Folgenden die aus diesen meist ausgelaugten Kalkknollen gewonnene Fauna. Die Erhaltung ist vorwiegend Steinkernerhaltung in sehr vergänglichem Zustand. In wenigen Fällen gelang es, gute Negative zur Herstellung von Abdrücken zu gewinnen[1]).

1. Phacops Sternbergi Corda.

Taf. 22, Fig. 1.

Barrande, Syst. sil. I, S. 510, Taf. 20, Fig. 18—29.
Frech, Zeitschr. der D. geol. Ges. 46, S. 450, Taf. 33, Fig. 4.
Kayser, Dalmanitensandstein, S. 26, Taf. 3, Fig. 1.
Seemann, Beitr. Pal. Geol. Österr. Ung. XX, 1907, S. 00.

[1]) Das tonig-kieselige Skelett, das bei der Auslaugung der Kalkknollen zurückgeblieben ist, macht zwar das Herauspräparieren der Versteinerungen recht leicht, ist aber so leicht zerstörbar, daß eine Konservierung (Härtung) nötig war. Die Tränkung mit Wasserglas erzielte zwar eine genügende Härtung, hat aber den Übelstand, daß sich stellenweise ein heller Überzug von Kieselnatrium bildet, der allerdings beim Anfeuchten wieder verschwindet. Schellack-Alkohollösung ist daher vorzuziehen.

Ein Kopfschild von der halben Größe der bei Barrande abgebildeten Stücke. Die Erhaltung ist recht gut bis auf einige unwesentliche Beschädigungen der Glabella und der Augen. Sehr deutlich sind sämtliche drei Seitenfurchen ausgebildet. Von der feinen Granulierung ist nichts mehr zu erkennen. Gut ausgeprägt sind die beiderseitig der Rhachis liegenden Knoten auf Zwischen- und Nackenring.

Auf die stratigraphische Wichtigkeit von *Ph. Sternbergi* hat Frech hingewiesen; ich messe ihm gleichfalls große Bedeutung für das Alter der in Rede stehenden Fauna zu. Barrande kannte ihn nur aus G_1. Nach Frech (Lethaea palaeoz. S. 186) tritt er jedoch auch in F_2 (Mnenian-Kalk) auf. Auch Seemann gibt dasselbe an. Im Riffkalk der karnischen Alpen von Vellach tritt die Form in einer dem vorliegenden Stück durchaus entsprechenden Größe und Entwicklung auf, wie aus der Abbildung bei Frech hervorgeht. Der von Kayser als *Ph.* cf. *Sternbergi* bezeichnete Rest aus dem Dalmanitensandstein von Klein-Linden ist für einen Vergleich zu schlecht erhalten.

2. Phacops intermedius Barr.

Taf. 22, Fig. 2, 3.

Barrande, Syst. sil. I, S. 511, Taf. 22, Fig. 34—39.

Die auf *Phacops intermedius* bezogenen Kopfschilder zeigen einige geringfügige Abweichungen. Die Seitenfurchen der Glabella sind nur schwach angedeutet, die Knoten am Zwischen- und Nackenring etwas stärker, der Zwischenring selbst schwächer ausgebildet als bei *Ph. intermedius*. Die Augen stehen mit ihrer Sehfläche ganz entsprechend und erheben sich kaum bis zur Hälfte der Höhe der Glabella. Die äußeren Linsenreihen sind bis auf 2 oder 3 Linsen reduziert, während im Durchschnitt sieben Linsen auf jede Reihe kommen. Bezüglich der Zahl der Linsenreihen steht die Form von der Damm-Mühle bemerkenswerterweise in der Mitte zwischen *Ph. Sternbergi* und *intermedius*. *Ph. Sternbergi* besitzt 23—26, die vorliegende Form 21—22, *Ph. intermedius* nur 19—20 Linsenreihen. Erinnert man sich, daß der Name *intermedius*

die vermittelnde Stellung dieser Art zwischen *Ph. Sternbergi* und *fecundus* andeuten soll, so ist es nicht auffällig, wenn sich Formen finden, die dem einen Endgliede näher stehen und damit wieder eine Mittelstellung zwischen diesem Endgliede und der Mittelform einnehmen. Pygidien, die vermutlich zu dieser Art gehören, haben sich mehrfach gefunden.

3. Phacops Zorgensis Kayser.

Taf. 22, Fig. 4 a, b.

Kayser, Ält. Devon, S. 23, Taf. 3, Fig. 3—5.
Kayser und Holzapfel, Stratigraph. Bez., S. 494.
Burhenne, Tentaculitenschiefer, S. 22, Taf. 3, Fig. 5.

Mehrere Kopfschilder gehören sicher zu dieser Art. Bei einigen Stücken sind die Augen etwas kleiner und scheinen etwas höher zu stehen als bei dem typischen *Ph. Zorgensis*. Gleichwohl sind diese Merkmale zur Abtrennung der Stücke, die darin abweichen, nicht wichtig genug.

Die flache Längsfurche am Umschlage des Stirnrandes ist gut entwickelt. Vergleichsmaterial aus Böhmen (F_2-Kalk vom Pleschivetz) stimmt völlig überein, desgleichen die Originalstücke Kayser's vom Sprakelsbach. Diese entstammen außerdem noch einem petrographisch ganz gleich aussehenden ausgelaugten Knollenkalk. Die Stücke werden sich infolgedessen zum Verwechseln ähnlich. Eine Anzahl kleiner Pygidien gehört wahrscheinlich hierher.

Die von Kayser und Holzapfel zu *Ph. Zorgensis* gezogenen Stücke aus dem Greifensteiner Kalk besitzen die Größe von *Ph. fecundus* und scheinen auch etwas verdrückt zu sein. Sie lassen sich daher nicht mit voller Sicherheit vergleichen, obwohl auch sie die bezeichnende starke Überwölbung der Glabella besitzen.

Nach Seemann in Böhmen nur im Mnenianer-Kalk.

4. Phacops Bronni Barr.

Taf. 22, Fig. 5.

Barrande, Syst. sil. I, S. 519, Taf. 20, Fig. 15—17.
Frech, Cabrières, S. 473.

Drei Kopfschilder, deren Augen allerdings etwas kleiner sind als bei der böhmischen Art und dementsprechend einen etwas größeren Abstand von der Nackenfurche haben. Sonst herrscht Übereinstimmung. Nahe verwandt ist auch *Ph. Escoti* Frech. Es ist jedoch auf Grund der einzigen Textfigur bei Frech nicht möglich, die näheren Beziehungen zu verfolgen.

Wie die vorigen ist auch *Ph. Bronni* eine ausgesprochene G_1- bezw. Mnenianer-Kalk-Form. Von *Ph. Sternbergi* unterscheidet er sich nur durch die Kleinheit des Auges und die damit zusammenhängende geringere Zahl der Linsenreihen.

5. **Trimerocephalus** aff. **micromma** A. Roem.

Taf. 22, Fig. 6, 7.

Herrmann, Üb. d. Palaeozoicum usw., Jahrb. Nass. Ver. Naturk. 64, 1911, S. 27. Hier die ältere Literatur.

Nicht von der Damm-Mühle, sondern von der Beichte bei Hermershausen liegen mehrere Bruchstücke von *T.* aff. *micromma* vor, die aber nicht gut genug erhalten sind, um die Bestimmung zu sichern. Sollte es sich tatsächlich hier um *T. micromma* handeln, so wäre die vom Verf. a. a. O. gemachte Angabe dahin zu berichtigen, daß *T. micromma* zwar hauptsächlich leitend für das untere Mitteldevon ist, jedoch bereits an der oberen Grenze des Unterdevons in pelagischer Facies auftritt. Wenn sich diese Art nicht als horizontbeständig erweisen sollte, so wäre damit noch nicht die Möglichkeit ausgeschlossen, daß trotzdem auch in G_1 sich verschiedene Stufen unterscheiden lassen könnten, daß z. B. die Fauna von Branik, in der *Lichas Branikensis* = *sexlobata* auftritt, und die von Hostim, in der *Ph. Sternbergi* auftritt, etwas älter sind als z. B. die Fauna von Luzetz, in der sich der böhmische *Ph. fugitivus* = *Tr. micromma* hauptsächlich findet.

6. ? **Trimerocephalus** sp.

Taf. 22, Fig. 8.

Ein anderer eckäugiger Phacopide liegt in mehreren Kopfschildern vor, dessen Dorsalfurchenwinkel allerdings größer zu

sein scheint, als es der Gattung zukommt. Die sehr kleinen Augen stehen etwa in der gleichen Linie mit der Glabellenmitte. Bei *Ph. miser* Barr. aus F_1 (Syst. sil. I S. 521 Taf. 23) liegen die Augen viel weiter nach vorn. Immerhin ist diese Art recht ähnlich, jedenfalls ähnlicher als *Tr. micromma*, der ein bedeutend größeres, aber weniger hervorstehendes Auge besitzt. Vergleichbares Material aus gleichaltrigen Schichten steht nicht zur Verfügung. Die oberdevonischen eckäugigen Phacopiden von Langenaubach (Drevermann, Langenaubach S. 118) werden äußerlich am ähnlichsten.

7. Cheirurus (Crotalocephalus) cf. gibbus Beyr.

Taf. 22, Fig. 14.

Barrande, Syst. sil. I, S. 792, Taf. 6, Fig. 16, Taf. 41, Fig. 21.
Kayser, Dalmanitensandstein, S. 21.

Ein einziger Rumpfring, für dessen Bestimmung die Abbildung bei Barrande Taf. 6 Fig. 16 maßgebend war. Es handelt sich jedenfalls, soviel geht trotz der äußerst fragmentarischen Beschaffenheit aus dem Rest hervor, um einen *Cheirurus* der Untergattung *Crotalocephalus*. Die Artbestimmung wird wahrscheinlich durch die große Übereinstimmung mit *Ch. gibbus* in der rechtwinkeligen Herabbiegung der Pleuren, der tiefen Diagonalfurche, der Körnelung u. a. Bemerkenswert ist das Auftreten der Art im Dalmanitensandstein von Klein-Linden und im Unteren Mitteldevon von Hermershausen.

8. Lichas sexlobatus A. Roem.

Taf. 22, Fig. 9.

Lichas sexlobatus A. Roem., Beitr. III, S. 119, Taf. 16, Fig. 10.
» » Giebel, Unterharz, S. 12, Taf. 1, Fig. 7.
» *branikensis* Barrande, Syst. sil. I, Suppl., S. 43, Taf. 16, Fig. 31—33.
» *sexlobata* Kayser, Alt. Devon, S. 36, Taf. 5, Fig. 6.

Von dieser sehr wichtigen Form fand sich ein Pygidium in den Knollenschiefern der Damm-Mühle, ein zweites in den entsprechenden Schichten an der Beichte bei Hermershausen. Der Erhaltungszustand beider Stücke ist ungefähr gleich gut

und ausreichend, um sowohl den Vergleich mit den Harzer wie den böhmischen Formen durchzuführen.

Sämtliche Autoren heben die schwache Wölbung der Spindel hervor, desgleichen die feine gleichmäßige Granulierung. Giebel unterschied zwei Segmente auf der Spindel, außer dem letzten dolchartig zugespitzten Segment. Ebendasselbe geht aus der Beschreibung und Abbildung bei Kayser hervor. Entsprechend dieser Dreiteilung der Spindel trägt das Pygidium jederseits drei Anhänge, die voneinander ziemlich scharf getrennt sind und in der Mitte eine nicht sehr tiefe Längsfurche tragen. Die distalen Enden der Pleuren sind an den beiden vorliegenden Stücken zerstört. Die beiden zu dem letzten Segment gehörenden Seitenlappen schließen zwischen sich das dolchförmig verschmälerte Ende des letzten Segmentes ein. Der Rand des Pygidiums ist in der Verlängerung der Achse eingebuchtet, so daß das Achsenende bis an den Rand heranreicht.

Die beiden von Barrande als *L. branikensis* bezeichneten Pygidien weichen untereinander im Umriß beträchtlich ab. Das Fig. 32 abgebildete größere Pygidium hat viel länger entwickelte Seitenlappen, der Endspitze der Spindel ist eine Verdickung aufgesetzt, und die Längsfurchen auf den Pleuren sind stärker ausgebildet. Auf der Spindel sind außer dem Gelenk nur die auch bei den harzer und hermershausener Stücken vorhandenen drei Segmente erkennbar. Die bei den Vorläufern der Art stärkere Segmentierung der Spindel macht sich nur noch in der ungefähr reihenförmigen Anordnung der Tuberkel bemerkbar. Dagegen zeigt das Pygidium Fig. 31 noch Andeutungen einer weiteren Gliederung des letzten Segmentes, entsprechend dem Zustand, den wir bei den Vorgängern unserer Form (*L. ambigua* Barr. aus E) finden, wo auch bereits die zwei vorderen, bei unserer Form allein erhalten gebliebenen Segmente sich besonders geltend machen, während auf dem letzten Abschnitt noch mindestens fünf weitere Segmente zu erkennen sind, denen aber keine Rippen

auf den Pleuren entsprechen. Die drei Pygidien von *L. ambigua*, *Haueri* und *sexlobata* stellen demnach drei aufeinander folgende Stufen derselben Entwicklungsrichtung dar. Bei *L. ambigua* ist noch deutliche Segmentierung vorhanden, bei *L. Haueri* ist dieselbe bereits verschwunden, aber noch sehr deutlich in der reihenförmigen Anordnung der Tuberkel ausgeprägt, bei *L. sexlobata* ist auch diese Anordnung mehr oder weniger verschwunden. In ähnlicher Weise läßt sich auch auf den Pleuren die Reduktion der Segmente an Hand der Barrande'schen Abbildungen verfolgen. Der oben besprochene Unterschied zwischen den beiden von Barrande zur selben Art gerechneten Pygidien ist jedenfalls größer als der zwischen dem harzer, rheinischen und dem böhmischen Exemplar Fig. 32 bestehende. Es ist daher der Name *L. Branikensis* Barr. einzuziehen, da der Roemer'sche Name zweifellos die Priorität hat und die Abbildungen bei Roemer und Giebel als ausreichend für die Feststellung der Identität erachtet werden müssen.

Ich glaube, auf das Auftreten einer in G_1 von Branik so seltenen Art im Kalke vom Scherenstieg und im Knollenschiefer der Damm-Mühle besonderen stratigraphischen Wert legen zu müssen. Aus jedem der drei Gebiete sind nur zwei Stücke bekannt geworden. So nahe die Verwandtschaft mit *L. Haueri* aus F_2 auch ist, so ist die in Rede stehende Form doch viel zu gut charakterisiert, um nicht als besondere, und zwar jüngere Art aufgefaßt werden zu müssen.

9. Proetus lepidus Barr.

Taf. 22, Fig. 10, 11.

Barrande, Syst. sil. I, S. 466, Taf. 16. Fig. 28—30.

Mehrere Glabellen und Wangen sind zu *Pr. lepidus* zu stellen.

An Ausgüssen von Negativen ist die papillenartige Streifung der Schale gut zu erkennen. Im Verlauf der Gesichtsnaht, Länge der Wangenstachel und den Größenmaßen

herrscht Übereinstimmung mit der Barrande'schen Art, desgleichen im Bau des Auges. In Böhmen in F_2 (Koneprus) und G_1 (Damil bei Tetin). Aus dem Harz ist keine ähnliche Form bekannt.

10. Proetus sp.

Taf. 22, Fig. 12.

Das Negativ einer Wange eines *Proetus* aus der Gruppe des *Pr. bohemicus* Barr. Man erkennt deutlich die Riefung des Randwulstes, eine feine Granulierung und die Lage des Auges. Zu einer spezifischen Bestimmung nicht ausreichend.

11. Dalmanites (Odontochile) cf. Reussi Barr.

Taf. 22, Fig. 13.

Barrande, Syst. sil. I, S. 543, Taf. 25 u. 27.
Barrois, Bull. Soc. géol. d. Fr. 3. sér. VIII, S. 266.
Kayser, Dalmanitensandstein, S. 18.
Frech, Lethaea palaeozoica, S. 186.

Die Dalmanitenreste beanspruchen ein besonderes Interesse, weil sie den hercynischen Ablagerungen ihr Gepräge verleihen. Es liegen Bruchstücke von Glabellen und ein ziemlich vollständiges Negativ eines Pygidiums vor. Letzteres besitzt 12 Segmente und trägt auf den Rippen der Pleuren in einer Reihe angeordnete kleine Tuberkel. Im übrigen scheint die Schale sonst fast glatt gewesen zu sein. Auf den oberen Achsenringen sind einige stärkere Tuberkel bemerkbar. Von den in Betracht kommenden 8 böhmischen Dalmaniten aus G_1 sind *D. spinifera, rugosa* und *Mc'Coyi* zu grob tuberkuliert, *D. auriculata* und *cristata* weichen durch die viel schärfere Berippung ab, *D. Fletcheri* ist ganz abweichend und *D. Hausmanni* besitzt einen anderen Rippenquerschnitt. Nur *Dalmanites Reussi* wird sehr ähnlich und zwar sowohl den Glabellenresten als auch dem Pygidium. Maßgebend ist besonders das Verhalten der Spindel, die bei dem vorliegenden Stück ebenso wie bei *D. Reussi* bereits ziemlich weit vor dem Glabellenrande endigt. Gleichwohl sind Unterschiede in der Art der Berippung, im Zwischenraum zwischen demselben, im Profil usw.

vorhanden, die es nicht gestatten, die Reste mit voller Sicherheit zu *D. Reussi* zu stellen.

Das marburger Museum besitzt ein Dalmaniten-Pygidium aus G_1 von Slivenetz, das aus Schichten stammt, die nach einer schriftlichen Mitteilung von Katzer unmittelbar auf F_1-Schichten lagern. Dieses Stück und ein weiteres aus G_1 von Karlstein entsprechen dem vorliegenden sehr genau. Auch aus dem Dalmanitensandstein von Klein-Linden wird ein Pygidium von Kayser abgebildet, das durch die Kürze seiner Achse dem *D. Reussi* nahe steht. Frech und Seemann geben aus den Greifensteiner Kalken von Mnenian die Art an, und auch Kayser und Holzapfel haben sich in böhmischen Sammlungen von dem Vorkommen dieser Art in den roten Crinoidenkalken überzeugen können (Stratigr. Bez. S. 505). Trotzdem bleiben Odontochilen nach wie vor eine Seltenheit in den F_2-Kalken und ihren Äquivalenten, während sie in G_1 reichlich auftreten und diese Stufe vor allen anderen Fossilien auszeichnen. Der von Kayser erwähnte *D.* sp. (Kayser, Ält. Dev. Taf. 3 Fig. 7) von Sprakelsbach steht der vorliegenden Art mindestens sehr nahe.

12. Jovellania Kochi Kayser.

Taf. 22, Fig. 15, 16.

A. Roemer, Beitr. V, S. 5, Taf. 1, Fig. 5.
Kayser, Ält. Devon, S. 69, Taf. 9, Fig. 3.
Barrande, Syst. sil. II, Taf. 254, Fig. 1—3.
Barrois, Erbray, S. 227, Taf. 16, Fig. 2.

Gar nicht selten sind Reste von Orthoceren und verwandten Formen, während sich bezeichnenderweise noch keine Andeutung eines Goniatitenrestes in den Schiefern und Kalkknollen gefunden hat. Es ist das der auffälligste Unterschied sowohl gegenüber den F_2-Kalken Böhmens als auch den Wissenbacher Schiefern des Rheinlandes.

Unter den Orthoceras-Resten zeichnen sich einige durch ovalen Querschnitt und randständigen, perlenschnurartig verdickten Sipho aus. In diesen Merkmalen, sowie auch in der

sehr engen Kammerung entsprechen diese Reste durchaus der *Jovellania Kochi* Kayser. Die wegen ihrer rascheren Breitenzunahme und des nicht ganz runden Siphos von Kayser als *Orth. (Jov.) Losseni* abgetrennte Form steht sehr nahe und vermittelt durch ihren nicht völlig ovalen Querschnitt zwischen der *J. triangulare* und *J. Kochi* des Hasselfelder Kalkes. Übrigens ist die *J. triangulare* von Hasselfelde durchaus nicht der bekannten, ausgesprochen dreiseitigen Form der Wissenbacher Schiefer und des eifeler unteren Mitteldevons gleich, vielmehr erinnert auch sie an *J. Kochi* bei Kayser und Barrois. Ferner ist die frageweise zu *O. Jovellani* Vern. gestellte Form von Hasselfelde, wie schon Kayser hervorhebt, vor der typischen *J. Jovellani* von Sabero dadurch ausgezeichnet, daß der Sipho nicht nur exzentrisch, sondern hart am Rande liegt und anderen Querschnitt besitzt. Diese Form nähert sich also der *Jovellania Davyi* Barrois.

Es sind danach unter den *Jovellania*-artigen Orthoceren mindestens zwei Gruppen zu unterscheiden, von denen die eine bei mehr oder weniger deutlichem Querschnitt den Sipho in der Mitte der Hypotenusenfläche liegen hat, während er sich bei der anderen mehr der Berührungskante der beiden Kathetenflächen nähert. Zur ersten Gruppe gehört *J. triangulare, Losseni, Kochi* u. a., zur zweiten *J. Jovellani* und *Davyi*. Dabei ist selbstverständlich anzunehmen, daß nicht sowohl der Sipho seine Lage geändert hat, als daß vielmehr der Querschnitt der Formen schwankt.

Bei dem zweifelhaften Werte des Querschnittes bezw. der Lage des Siphos als Artmerkmale ist hier überhaupt nur auf das Auftreten der eng gekammerten Gattung *Jovellania*, nicht aber auf das einer bestimmten Art Wert zu legen.

13. Orthoceras pulchrum Barr.

Taf. 22, Fig. 17, 18.

Barrande, Syst. sil. II, 3, S. 264, Taf. 222, Taf. 276.
Barrois, Erbray, S. 231, Taf. 16, Fig. 6.

Zahlreiche Reste. Einige größere Bruchstücke auch noch in Kalkerhaltung. Sipho subzentral. Wachstumszunahme sehr gering. Schale quergeringelt, wobei die Ringe zuweilen etwas wellig gebogen sind. Abstand der Ringe voneinander nicht ganz regelmäßig, je nach der Größe des Exemplars und der Entfernung von der Mündung. Längsskulptur an allen Stücken zu erkennen, dagegen Querskulptur meist nicht erhalten. Nur an dem Negativ eines kleinen Exemplars auch Querskulptur erkennbar, entsprechend der Abbildung bei Barrois. Die Längsskulptur aus abwechselnden feineren und stärkeren Streifen bestehend. In F_2 und G_1 Böhmens, sowie im blauen Kalk von Erbray. Nahe verwandte Formen, wie *O. raphanistrum* A. Roem. im unteren Mitteldevon von Hasselfelde.

14. Orthoceras sp. sp.

Kayser, Ält. Devon, S. 69, 72, Taf. 10, Fig. 1—3, Taf. 11, Fig. 4.

Außer dem oben beschriebenen *Orthoceras* kommen noch zahlreiche Reste der verschiedensten Größe und Kammerweite vor, zeigen aber kaum Schalenskulpturen, so daß von einer sicheren Bestimmung abgesehen werden mußte. Stücke, die mit *O. commutatum* Giebel und anderen bei Kayser l. c. abgebildeten Formen nahezu übereinstimmen, liegen mehrfach vor. Diese zahlreichen *Orthoceras*-Reste kennzeichnen ganz besonders die in Rede stehende Fauna.

15. Orthoceras (Arthrophyllum) sp.

Taf. 22, Fig. 19.

Roemer, Verst. Harzgeb. 1843, Taf. 10, Fig. 10.

Schon Roemer bildet diese auffällige Siphonalbildung ab. Seitdem ist wiederholt in der Literatur darauf hingewiesen worden. Eine stratigraphische Bedeutung kommt dem Fossil nicht zu, wenn es auch in den oberen Horizonten des Unterdevons besonders häufig zu sein scheint.

16. Pentremitidea clavata Schultze var. Schultzei, Etheridge und Carpenter.

Taf. 22, Fig. 20, a—c.

Schultze, Denkschr. Akad. Wiss. Wien 1867, 26, 2, S. 225, Taf. 13, Fig. 7.
Etheridge u. Carpenter, Catal. of the Blastoidea 1886, S. 177, Taf. 5, Fig. 3—5.
Frech, Lethaea palaeoz., S. 146.

Blastoideen sind häufig, meist aber so klein und schlecht erhalten, daß sie zur Bestimmung nicht ausreichen. Ein ziemlich großes Exemplar einer *Pentremitidea* ist sowohl als Steinkern wie auch im Negativ so gut erhalten, daß sich die Art recht sicher bestimmen ließ. Die Größe des Stückes beträgt etwa 19 mm Länge und 14 mm Breite. Schultze's Beschreibung und Abbildung trifft recht gut zu, nur ist die Breite der Ambulacra bei unserem Stück geringer. Sie beträgt nur 1,5 mm und erreicht diese auch nur in der Mitte ihres Verlaufs. Die Maße des von Etheridge und Carpenter abgebildeten Stückes der var. *Schultzei* sind etwas größer, etwa 26 bezw. 18 mm, stehen aber in demselben Verhältnis wie bei unserer Form. Besonders ist hier auch die Breite der Ambulacra entsprechend. Aus diesen Gründen ist das Stück zu obiger Varietät zu stellen. Diese selbst stammt aus dem Kalk von Arnao (Ob. Unterdevon), von Colle bei Sabero in Spanien, während die Hauptart im unteren Mitteldevon der Eifel auftritt. Nachdem O. Jaekel (Pal. Abh. VII, S. 12, Taf. 2, Fig. 2) in *P. medusa* aus dem Hunsrückschiefer eine erste Blastoidee aus dem deutschen Unterdevon beschrieben hat, ist es nicht auffällig, daß sich hier in Ablagerungen, die zeitlich zwischen dem Hunsrückschiefer und dem Mitteldevon liegen, eine weitere *Pentremitidea* gefunden hat.

17. Spirifer superstes Barr.

Taf. 22, Fig. 21, a, b.

Barrande, Syst. sil. V, Taf. 1, Fig. 6.
Frech, Lethaea pal., S. 186, Anm. 2 und S. 199.

Brachiopoden sind selten und meistens schlecht erhalten. Es handelt sich fast nur um Vulgärformen der Greifensteiner

Kalkfacies (Crinoidenkalkfacies) bezw. gleichalteriger G_1-Schichten ohne stratigraphische Bedeutung.

Die Bestimmung obiger Art gründet sich auf einen schlechten Steinkern und Abdrücke eines gut erhaltenen Negativs. Am Steinkern sind die kurzen Septa der Stielklappe und die Zahnstützen der Dorsalklappe erkennbar. Der Abdruck besitzt die Form der Barrande'schen Art. Die Area ist sehr klein, aber deutlich abgesetzt. Die Schalenoberfläche zeigt nur die konzentrische Anwachsstreifung.

Im oberen Unterdevon der karnischen Alpen zusammen mit *Phacops Sternbergi*. In F_2 und G_1 Böhmens, desgleichen im Greifensteiner Kalk von Cabrières, Greifenstein und Mnenian.

18. Spirifer Urii Flemming (= unguiculus Barr.).

Taf. 22, Fig. 22, a, b.

Barrande, Haid. Abh. II, S. 8, Taf. 17, Fig. 5.
Barrande, Syst. sil. V, Taf. 1, Fig. 9, 10.
Roemer, Harzgeb., S. 15, Taf. 4, Fig. 23.
Maurer, N. J. für Min., Beil. I, S. 56, Taf. 4, Fig. 4, 5.

Kleine, auf der Medianlinie der Stielklappe eingebuchtete Schalen, von der Form des *Sp. unguiculus*. Man erkennt zwei kurze, unter ziemlich großem Winkel divergierende Zahnstützen in der Stielklappe.

Verhältnismäßig häufig, aber meist schlecht erhalten.

19. Strophomena (Leptagonia) emarginata Barr.

Taf. 22, Fig. 23.

Barrande, Syst. sil. V, Taf. 45, Fig. 1—11.

In zwei schlechten, aber bestimmbaren Stücken vorliegend. In Böhmen von E_2 bis G_1. Im Rheinischen Schiefergebirge häufig in den Greifensteiner Kalken. (S. a. S. 350.)

20. Nucleospira cf. lens Schnur.

Taf. 22, Fig. 24.

Schnur, Brach. Eif., S. 211, Taf. 36, Fig. 6.
Kayser, Zeitschr. d. D. geol. Ges., S. 552, Taf. 10, Fig. 4.
Oehlert, Ann. Sci. geol. 1887, S. 30, Taf. 2, Fig. 30—33.
Barrois, Embray, S. 329.
Burhenne, Tentaculitensandschiefer, S. 37.

Ein kleiner, fast kreisrunder Steinkern einer Ventralklappe. Das sehr scharfe, aber nur wenig tiefe Medianseptum erreicht den Stirnrand. Es scheint etwas breiter zu sein als bei der eifeler Mitteldevonform. Außerdem nur noch schwache Muskeleindrücke erkennbar. Oehlert und Barrois führen die Form aus dem oberen Unterdevon der Bretagne an. Ob sie der mitteldevonischen Art wirklich entspricht, läßt sich hier ebenso wenig feststellen wie an den Oehlert'schen Stücken.

21. Merista passer Barr.

Taf. 22, Fig. 25.

Barrande, Syst. sil. V, Taf. 14.

Zwei Exemplare und gute Abdrücke von Negativen.

22. Anoplotheca lepida Gf.

Barrois, Terr. anc. Astur., p. 245.
Kayser, Zorgerschiefer, S. 129, Taf. 13, Fig. 25, 26.

Wird von Barrois von verschiedenen spanischen Örtlichkeiten aus dem Unterdevon angegeben. Die sonstige weite horizontale und vertikale Verbreitung der stratigraphisch bedeutungslosen Art hat Kayser erschöpfend hervorgehoben. In verkieselten Knollen von der Damm-Mühle bei 448.

23. Regina (Kralovna) dividens Barr.

Taf. 23, Fig. 1, 2.

Barrande, Syst. sil. IV, Taf. 344, Fig. 1—2.

Zweischaler sind häufig, und zwar besonders Arten von *Cardiola*. Von obiger Form liegt nur ein Bruchstück der rechten Schale vor. Dasselbe ist mäßig stark gewölbt und trägt eine ungleiche Berippung, wie die meisten Formen der Gattung. Zwischen je zwei stärkeren Rippen sind drei schwächere eingeschaltet, zwischen denen stellenweise noch schwächere angedeutet sind. Von der Beichte bei Hermershausen stammen mehrere sehr schöne Bruchstücke derselben Form. Sehr ähnliche Verhältnisse wie die hier behandelte Art zeigt *R. emergens* Barr. (a. a. O. Taf. 293, Fig. 22 u. 23) aus G_1

von Branik, nur ist diese Art stärker gewölbt. Außer diesen beiden noch mehrere andere nahe verwandte Arten in G_1.

24. Nucula aff. confluentina Beush.

Taf. 23, Fig. 3a, b.

Beushausen, Lamellibr., S. 49, Taf. 4, Fig. 8.

Eine kleine, in mehreren Exemplaren vorliegende *Nucula* zeigt sowohl Beziehungen zu *N. confluentina* wie zu *N. cornuta* Beush. Der Schloßrand zeigt vor dem Wirbel 8, hinter dem Wirbel 7 Zähne. Demnach stimmt die Form in der Zahl der Vorderzähne mit *N. cornuta,* in der der hinteren Zähne mit *N. confluentina* überein. Der hintere Muskeleindruck liegt zur Hälfte auf der sich am hinteren Schloßrande ausbildenden Verflachung, so daß man ihn von der Seite etwa unter 45° geneigt sieht. Die Zuspitzung des Hinterendes der Muschel ist nicht so scharf wie bei *N. confluentina,* aber schärfer als bei *N. cornuta.* Die Schalenskulptur besteht aus 6—7 groben, wellenförmigen, konzentrischen Ringen. Bei Beushausen findet sich keine Angabe über Skulptur. Da bereits Beushausen in der Unterscheidung der Nuculiden sehr weit gegangen ist, möchte ich nicht durch Hinzufügung einer neuen Art die Zahl dieser kleinen Zweischaler vergrößern, zumal die Form abgesehen von den hervorgehobenen Unterschieden der *N. confluentina* recht ähnlich wird. Bemerkenswert ist, daß in dieser Form eine rheinisch-devonische und keine böhmische Art vorliegt.

Außer *N.* aff. *confluentina* noch andere Reste von *Nucula* sp. mit viel niedrigerem Wirbel.

25. Ctenodonta sp.

Taf. 23, Fig. 4.

In mehreren Exemplaren liegt eine kleine, äußerst fein konzentrisch gestreifte *Ctenodonta* vor, die mit keiner der beschriebenen Arten zu vereinigen war. Auch diese Form gehört, wie die vorige, dem rheinischen Formenkreise an. Den böhmischen Ablagerungen gleichen Alters ist sie fremd.

26. Mytilus (Plethomytilus) patiens Barr.

Taf. 23, Fig. 5.

Barrande, Syst. sil. IV, Taf. 206, Fig. 1–3.

Von der Beichte bei Hermershausen liegt der Steinkern eines mytilusartig geformten Zweischalers vor. Er zeigt denselben Umriß und die konzentrischen welligen Wülste (Zones principales) wie die Fig. 1 bei Barrande. Die Form könnte allerdings ebensogut zu *M. protendens* Barr. gehören. Nach den Abbildungen sind, zumal da ausführliche Diagnosen fehlen, diese Arten nicht zu unterscheiden. Jedenfalls handelt es sich um einen Zweischaler, wie er im Konjepruskalk auftritt. Sehr ähnlich ist auch *Mytilarca turjensis* Tschern. (Dev. Ostabh. Ural, Taf. 4, Fig. 12), obwohl die Art der Verwandtschaft zweifelhaft bleibt.

27. Patrocardium rectangulare n. sp.

Taf. 23, Fig. 6a, b.

Die Gattung *Patrocardium* (*Hemicardium* bei Barrande) ist vor allen anderen Gattungen der Familie der *Lunulicardiidae* durch gleichklappige Schalen mit dreiseitigem Umriß und terminalem Wirbel und eine scharf abgegrenzte, rechtwinkelig zur Hauptfläche der Schale stehende Area gekennzeichnet. Gattungsmerkmale bilden das Fehlen einer Byssusspalte, sowie eine ziemlich entwickelte, wie die Area rechtwinklig zur Schalenoberfläche stehende Lunula. Der Winkel, den die Fläche der Area mit der Lunularfläche bildet, schwankt zwischen 45—49°.

Aus dem Devon des Rheinischen Schiefergebirges sind Patrocardien bisher nicht beschrieben worden. Die nächst verwandten Gattungen sind dort: *Chaenocardiola* Hzl. und *Prosochasma* Beushausen. Aus Böhmen ist die Gattung *Patrocardium* (der Barrande'sche Name *Hemicardium* wurde 1887 von Fischer eingezogen, da der Name schon 1817 von Cuvier für eine Gattung der *Cardiidae* vergeben worden war) nur aus dem Obersilur und F_1 bekannt, ebenso erwähnt Denck-

MANN (Dieses Jahrb. 1899 S. 151) die Gattung aus dem Obersilur des Kellerwaldes. Angaben über das Auftreten im Devon konnte ich nicht ermitteln. Um so interessanter ist daher der Nachweis eines *Patrocardium* in dem Knollenschiefer der Damm-Mühle.

Die vorliegende Form schließt sich in ihrem Habitus ziemlich nahe an *P. seminotum* BARR. (Syst. sil. IV, 1, S. 88 ff. Taf. 245 Fig. 2) aus F_1 von Groß-Kuchel an. Die Hauptunterschiede von dieser und anderen nahestehenden Arten sind folgende: die größte Länge entspricht der Länge der Arealkante, während bei *P. seminotum* u. a. diese größte Länge erst etwas weiter nach der Schalenmitte zu erreicht wird. Die Berippung ist ungleichmäßig. Sie besteht aus stärkeren und schwächeren Rippen in unregelmäßigem Wechsel. Die Flächen von Lunula und Area schließen einen Winkel von fast 90° ein, der Umriß ist schmäler im Verhältnis zur Länge als bei den böhmischen Arten. Wegen des rechten Winkels, der zwischen der Schale und der Area bezw. Lunula gebildet wird, und des oben erwähnten rechten Winkels dieser beiden Flächen untereinander mag die devonische Art den Namen *P. rectangulare* tragen.

28. Cypricardinia cf. connexa BARR.

Taf. 23, Fig. 7.

BARRANDE, Syst. sil. VI, Taf. 259.

Ein vollständiges zweiklappiges Exemplar einer *C.* von der Beichte bei Hermershausen. Einzelne Schalenreste aus den Knollen der Damm-Mühle. Nur eine, die hintere, Diagonalfurche entwickelt, aber stärker als bei *C. connexa* BARR. In der Berippung und Schalenwölbung dagegen übereinstimmend. Zu einer sicheren Bestimmung nach den Abbildungen BARRANDE's nicht ausreichend.

29. Conocardium sp.

Ein Steinkern eines kleinen unbestimmbaren *Conocardium*.

30. Cardiola sp. sp.

Taf. 23, Fig. 8.

Beushausen, Lamellibr., S. 342, Taf. 36, Fig. 1, 2.

Sehr reichlich finden sich die Schälchen einer kleinen *Cardiola*. Während sich unter den zahlreichen böhmischen Formen keine vergleichbare Art findet, wird eine von Beushausen aus den Hunsrückschiefern beschriebene rheinische Art *Cardiola reliqua* recht ähnlich.

Wie bei dieser Art besteht die Skulptur aus zahlreichen (18—20) Rippen mit breiten Zwischenräumen, in denen noch einige schwächere Zwischenrippen auftreten. Auch die Größe entspricht der Beushausen'schen Art. Hingegen sind Anwachsstreifen, die dort vorkommen, bei den mir vorliegenden Formen nicht zu erkennen, auch in der Wölbung bestehen Unterschiede. Es ist mithin nicht möglich, die Formen mit Sicherheit zu vereinigen.

Auch einige andere Cardioliden, die nicht mit der eben behandelten Form übereinstimmen, lassen sich weder mit einer der böhmischen noch der rheinischen Arten identifizieren. Von der Aufstellung neuer Arten sehe ich vorläufig ab.

31. Pleurotomaria cf. latevittata Koken.

Taf. 23, Fig. 9.

Koken, N. J. für Min., Beilagebd. VI, S. 324, Taf. 10, Fig. 12.
Spitz, Gastropoden, S. 126, Taf. 11, Fig. 23 A—B.

Zahlreiche Pleurotomarienreste sind zu dieser Art zu rechnen, wenigstens steht keine der bei Barrande-Perner beschriebenen so nahe wie die Koken'sche Art. Am nächsten scheinen nach der Skulptur und Lage des Schlitzbandes noch *Diplozone redux* und *D. innocens* Barr. zu stehen, beide sind jedoch etwas weniger hochkegelig, und das Schlitzband besitzt nicht die Breite wie bei der vorliegenden Form.

Der Steinkern ist entsprechend der Angabe bei Koken fast glatt, nur die Lage des Schlitzbandes ist stellenweise durch schwache Kanten angedeutet. Die Art stammt aus dem »Unter-

devon« von Wissenbach. Der einzige Unterschied zwischen dieser und der in Rede stehenden Form scheint in einer Längskante zu beruhen, die bei der Form von der Damm-Mühle dicht unter der Oberkante der Umgänge liegt, und die bei *Pl. latevittata* nicht angegeben wird. Die Zugehörigkeit zu der Koken'schen Art läßt sich daher nicht sicher feststellen.

32. Loxonema rectangulare Spitz.

Taf. 23, Fig. 10.

Spitz, Gastropoden, S. 151, Taf. 15, Fig. 3, 4.

Mehrere Steinkerne und ein ziemlich vollständiges Stück mit erhaltener Schale. Windungshöhe, Skulptur und Wölbung der Umgänge kommen den Verhältnissen bei obiger Form am nächsten. Die rechtwinkelige Knickung an der Basis des letzten Umganges, die Spitz zur Aufstellung dieser Art bewogen hat, ist bei den Steinkernen recht deutlich zu erkennen.

33. ? Clisospira acuta n. sp.

Taf. 21, Fig. 12a—c.

Ein Steinkern mit Negativ liegt von Hermershausen vor, der so abweichende Verhältnisse von sonstigen Gastropoden aufweist, daß es mir zweifelhaft bleibt, welchem größeren Formenkreise er anzuschließen ist. Herr Geheimrat Koken machte mich auf die Ähnlichkeit mit der Gattung *Clisospira* Billings aufmerksam. Zweifellos besteht eine große Übereinstimmung mit dieser Gattung, besonders mit der böhmischen Art *Cl. antiqua* Barr. (vergl. Barrande-Perner, Syst. sil. IV, Bd. 3, S. 262—264, Textfigur 310 und 311), sowohl bezüglich des scharfen Kieles, der vom Wirbel zur Basis verläuft, als auch in Skulptur, Größe und der Linkswindung.

34. Platyceras hamulus Barr.

Taf. 23, Fig. 11a, b.

Barrande-Perner, Syst. sil. IV, Taf. 3, 28—29, 32, 33, 217, 219 221, 222, Bd. 3, S. 75.

Spitz, Gastropoden, S. 161, Taf. 15, Fig. 26, 27.

Unter dem Namen *P. hamulus* hat Perner eine Reihe von Barrande unterschiedener Formen zusammengefaßt, die in Böhmen von E_2 bis F_2 verbreitet sind. Die Variationsbreite wird durch diese Zusammenfassung allerdings beträchtlich, andererseits muß aber jede Trennung dieser Formen in mehrere Arten künstlich bleiben. Die Anfangswindungen sind bei dem einzigen mir von der Damm-Mühle vorliegenden Stück involuter als bei den meisten böhmischen.

Die gleiche Schwierigkeit wie bei der Beurteilung der böhmischen Gruppe in sich besteht bei dem Vergleich mit verwandten Formen anderer Gebiete. Auf die meisten derselben hat bereits Perner aufmerksam gemacht. Nahe steht außer den dort genannten auch *P. erectum* Tschern. (Unt. Dev. Westabh. d. Ural, Taf. 2, Fig. 23), ferner *Strophostylus expansus* var. *orthostoma* Barrois (Erbray, S. 205, Taf. 15, Fig. 1).

35. Bellerophon sp.

Taf. 23, Fig. 12.

Barrande-Perner, Syst. sil. IV, Taf. 89.

Mehrere Steinkerne, ein Schalenexemplar sowie Negative mit deutlicher Skulptur, an denen der Verlauf der Anwachsstreifen und die Lage des Schlitzbandes zu erkennen ist. Es handelt sich um kleine Formen, die dem *B. sphaericus* K. Walther am ähnlichsten erscheinen; von dem böhmischen *B. (Sphaerocyclus) bohemicus* aus F_2 von Konjeprus unterscheiden sie sich durch stärkere Involution, von *B. sphaericus* durch das Fehlen eines Kieles auch auf dem letzten Umgang. Es muß von der Zuteilung zu einer dieser Arten daher abgesehen werden.

36. Naticopsis sp.

Taf. 23, Fig. 13.

Spitz, Gastropoden, S. 155, Taf. 15, Fig. 21—23.

Manche der Kalkknollen sind erfüllt von den Schalen einer etwa 5 mm Durchmesser besitzenden *Naticopsis*, die mit *N.?*

minima (bei Spitz) Ähnlichkeit hat. Solche Knollen treten sowohl an der Damm-Mühle als auch an der Beichte bei Hermershausen auf.

37. Hercynella bohemica var. rigescens Barr.

Taf. 23, Fig. 14, 15, 16.

Barrande-Perner, Syst. sil. IV, Bd. 3, S. 284, Taf. 40, 48, 121.
Tschernyschew, Unt. Devon Westabh. Ural, Taf. 3.
Spitz, Gastropoden, S. 167, Taf. 16, Fig. 9.

Ein großes typisches Exemplar mit feiner konzentrischer Streifung. Die Unterschiede des Stückes von böhmischen Stücken sind gering. Zur Charakteristik der Fauna von besonderem Wert. Kleinere Exemplare, vermutlich von derselben Art, bei denen der Kiel nur ganz schwach angedeutet ist, liegen von den beiden Fundpunkten vor. Die Seite, nach der der Kiel hinabläuft, ist etwas geradliniger, während im übrigen auch diese Stücke kreisförmigen bis schwach ovalen Umriß besitzen. Konzentrische Streifung gleichfalls erkennbar.

Perner bildet Taf. 105 eine *Hercynella* sp. ab, die, soweit man aus der Abbildung erkennen kann, keine wesentlichen Unterschiede von *H. bohemica* var. *rigescens* zeigt. Ich fasse mit Tschernyschew und Spitz die var. *rigescens* als beinahe der Hauptform ident auf. *H. bohemica* ist nur aus F_1, fraglich auch aus F_2 bekannt, entspricht aber den vorliegenden Stücken besser als die Varietät.

38. Hyolithes columnaris Barr.

Barrande, Syst. sil. III, S. 78, Taf. 12, Fig. 13—23.
Novak, Revision d. Palaeoz. Hyol., S. 38, Taf. 3, Fig. 9—15.

Ein Bruchstück eines *Hyolithes* zeigt die Mündung, die Längsskulptur der breiten Fläche und den dreiseitigen Querschnitt dieser Art. Ein anderes läßt den Abdruck der beiden kleineren Flächen und ihre von der Längsfläche abweichende Skulptur erkennen.

39. Hyolithes (Orthotheca) secans Barr.

Taf. 23, Fig. 17a—d.

Barrande, Syst. sil. III, S. 90, Taf. 13, Fig. 27—30.

Ein gut erhaltenes Stück gehört zu dieser Art. An dem Abdruck ist die Skulptur sehr deutlich, die in ihrer Anordnung der Kanten ungefähr der von *H. nobilis* entspricht, nur daß die Kanten weniger scharf hervortreten. Das vorliegende Exemplar nähert sich infolge seiner Steinkernerhaltung durch die geringere Schärfe der Kanten dem *H. nobilis*, muß aber wegen der vollkommen entsprechenden Skulptur zu *H. secans* gestellt werden. Wie bei diesem tragen die kleinen Flächen jede nur zwei Längskanten, während *H. nobilis* deren eine ganze Anzahl aufweist.

40. Hyolithes cf. costatulus Barr.

Barrande, Syst. sil. III, S. 79, Taf. 13, Fig. 41—44.

Ein *Hyolithes* mit gerundeten Kanten und feiner konzentrischer Streifung auf allen Flächen. Am Zusammenstoß der großen Fläche mit den kleinen Flächen jederseits eine gerundete Längsleiste (côte saillante Barr.).

Die große Fläche ist nicht glatt, wie Barrande angibt, sondern gleich den kleinen Flächen mit einer äußerst feinen konzentrischen Streifung bedeckt. Wegen dieser Abweichung stelle ich die mir vorliegende Form nur mit Vorbehalt zu der obigen Art, obwohl ein wesentlicher Unterschied nicht zu bestehen scheint.

41. Tentaculites acuarius Richt.

Barrande, Syst. sil. III, S. 133, Taf. 14, Fig. 31.

Obwohl Tentaculitenreste nicht selten sind, finden sich doch nur wenige besser erhaltene Stücke. Ein wesentlicher Unterschied gegenüber *T. longulus* Barr. aus F_2 besteht nicht. Im allgemeinen zeigt dieser gleichmäßigere Wachstumszunahme als die mitteldevonischen Formen, die gewöhnlich zuerst sehr rasch anwachsen, um auf den letzten zwei Dritteln gleichmäßig

dick zu bleiben. Doch kommen auch derartige Formen bereits im Unterdevon vor.

Glattschalige Pteropoden der Gattung *Styliolina* treten gleichfalls auf.

42. Favosites sp.

Ein großer Korallenstock, der eine sichere Artbestimmung nicht gestattet.

43. Petraja cf. undulata A. Roem.

Taf. 23, Fig. 18a, b.

Kayser, Ält. Devon, S. 231, Taf. 33, Fig. 1—7.
Kunth, Zeitschr. der D. geol. Ges. 22, S. 37.

Zahlreiche Steinkerne sind wegen der punktierten Reihen zwischen den Septen zu *Petraja* zu stellen. Die Artbestimmung bleibt unsicher.

44. ? Pleurodictyum sp.

Mehrere Reste, die wegen des Auftretens von Verbindungsporen vielleicht zu *Pleurodictyum* gerechnet werden müssen.

Die Kalkknollenschiefer von der Damm-Mühle bezw. von der Beichte bei Hermershausen haben demnach bis jetzt 44 verschiedene Arten von Versteinerungen geliefert, die in untenstehender Tabelle noch einmal zusammengestellt sind.

Fauna der Knollenschiefer von der Damm-Mühle.

1. *Phacops Sternbergi* Corda
2. » *intermedius* Barr.
3. » *Zorgensis* Kays.
4. » *Bronni* Barr.
5. *Trimerocephalus* aff. *micromma* A. Roem.
6. » sp.
7. *Cheirurus (Crotalocephalus)* cf. *gibbus* Beyr.
8. *Lichas sexlobatus* A. Roem.
9. *Proetus lepidus* Barr.

10. *Proetus* sp.
11. *Dalmanites (Odontochile)* cf. *Reussi* Barr.
12. *Orthoceras (Jovellania) Kochi* Kays.
13. » *pulchrum* Barr.
14. » sp.
15. » *(Arthrophyllum)* sp.
16. *Pentremitidea clavata* var. *Schultzei* Eth. u. Carp.
17. *Spirifer superstes* Barr.
18. » *Urii* Flemming
19. *Strophomena emarginata* Barr.
20. *Nucleospira* cf. *lens* Schnur
21. *Merista passer* Barr.
22. *Anoplotheca lepida* Goldf.
23. *Regina (Kralovna) dividens* Barr.
24. *Nucula* aff. *confluentina* Beush.
25. *Ctenodonta* sp.
26. *Mytilus (Plethomytilus) patiens* Barr.
27. *Patrocardium rectangulare* n. sp.
28. *Cypricardinia* cf. *connexa* Barr.
29. *Conocardium* sp.
30. *Cardiola* sp. sp.
31. *Pleurotomaria* cf. *latevittata* Koken
32. *Loxonema rectangulare* Spitz
33. *? Clisospira acuta* n. sp.
34. *Platyceras hamulus* Barr.
35. *Bellerophon (Sphaerocyclus)* sp.
36. *Naticopsis* sp.
37. *Hercynella bohemica* var. *rigescens* Barr.
38. *Hyolithes columnaris* Barr.
39. » *secans* Barr.
40. » cf. *costatulus* Barr.
41. *Tentaculites acuarius* Richt.
42. *Favosites* sp.
43. *Petraja* cf. *undulata* A. Roem.
44. *? Pleurodictyum* sp.

Obwohl es sicher ist, daß wir im Vorstehenden nur einen kleinen Teil der in Rede stehenden Fauna kennen gelernt haben, so genügt das Vorhandene doch, um über die Facies und das Alter der Bildungen Aufschluß zu geben.

Es handelt sich um eine ausgesprochen pelagische Facies, wie aus dem Auftreten der dünnschaligen Zweischaler (*Regina, Cardiola, Ctenodonta*), der Cephalopoden (*Orthoceras, Jovellania*) und Tentaculiten hervorgeht. Auffällig bleibt dabei allerdings das Fehlen der Goniatiten. Im Hunsrückschiefer sind solche vorhanden, desgleichen von der Basis an in unserem pelagischen Mitteldevon. Eine Erklärung, warum sie in diesen zeitlich zwischen den beiden eben genannten, Goniatiten führenden Bildungen fehlen, läßt sich nicht ungezwungen geben. Daß der Grund in der unvollständigen Ausbeutung des Vorkommens liegen sollte, scheint bei der großen Menge des verarbeiteten Materials ausgeschlossen. Die Facies wäre mit Frech (Leth. palaeoz. S. 131) als Palaeoconchenfacies zu bezeichnen.

Als weitere, recht charakteristische Formen treten zu den bereits erwähnten noch hinzu: Trilobiten (*Phacops, Dalmanites*), böhmische Brachiopoden und Blastoideen. Auch die wenigen Gastropoden (besonders *Hercynella, Platyceras* und *Naticopsis*) wären hier zu nennen.

Das Alter der Schichten ist mit ziemlicher Sicherheit festzustellen. Sie sind Äquivalente des böhmischen G_1, wie aus dem Auftreten zahlreicher, einwandsfrei bestimmbarer G_1-Formen hervorgeht.

Das Auftreten von *Pentremitidea clavata* var. *Schultzei, Jovellania Kochi, Trimerocephalus* aff. *micromma* rückt die Schichten an die Grenze gegen das Mitteldevon hinauf. In das Untere Mitteldevon sind sie gleichwohl noch nicht zu stellen, da noch eine Anzahl altertümlicher Formen vorkommt und Goniatiten fehlen, während dieselben in dem überlagernden Ballersbacher Kalk von Hermershausen (mit Goniatiten und glatten Orthoceren, aber ohne Gastropoden und geringelte Orthoceren) reichlich auftreten. Die wenigen Brachiopoden sind

allerdings im wesentlichen Typen der Greifensteiner Kalke, besitzen aber geringe Bedeutung für die Altersbestimmung.

Die Fauna ist also ein unmittelbarer Vorläufer der Wissenbacher Schiefer, und man kann sich vorstellen, daß diese Knollenschiefer allmählich in die Wissenbacher Schiefer übergehen. Sichere geologische Beweise lassen sich zwar dafür vorläufig nicht erbringen, doch ist die bereits mehrfach erwähnte räumliche Nähe der Ballersbacher Kalke von Hermershausen sehr bemerkenswert. Bei der faciellen Gleichheit beider Ablagerungen können die tiefgreifenden Unterschiede in der Fauna nur aus einer Altersverschiedenheit erklärt werden.

Ebenso ist die Übereinstimmung mit der Fauna von Leun, die auch in ihrer petrographischen Beschaffenheit recht ähnlich wird, nicht so groß, wie man erwarten müßte, wenn beide Bildungen gleichalterig wären. Leun ist offenbar etwas jünger, fehlen ihm doch bereits die Hercynellen und Dalmaniten, während andererseits Goniatiten und *Calceola* auftreten.

Wenn überhaupt, so sind nur in dem Dalmanitensandstein von Klein-Linden mitteldevonische Dalmanitenreste aus dem Rheinischen Schiefergebirge bekannt. Das Alter des Dalmanitensandsteins muß aber nach der Auffindung der dalmanitenführenden Schichten an der Damm-Mühle jetzt wieder als fraglich bezeichnet werden.

Die Fauna der Knollenschiefer liegt demnach unter den Ballersbacher Kalken von Hermershausen und über den pelagischen Schönauer Kalken mit *Aphyllites fecundus* Barr. Die Überlagerung der Schönauer Kalke läßt sich allerdings nicht sehr deutlich an der Damm-Mühle beobachten, wird aber bestätigt durch den paläontologischen Befund, der die große Übereinstimmung der Knollenschieferfauna mit der Fauna der Schönauer Kalke ergibt. Bei der Dürftigkeit des paläontologischen Inhalts dieser Kalke an der Damm-Mühle ist für diese Feststellung das von A. Denckmann gesammelte Material vom Steinhorn besonders wertvoll. Man könnte demnach sagen, daß die tieferen Lagen der Knollenschiefer als Schönauer Kalk

ausgebildet sind. Die Frage, ob die Schönauer Kalke und die Knollenschiefer allein ausreichen, um die große Zeitspanne zwischen den älteren Hercynbildungen, den Grauwacken, und dem Mitteldevon auszufüllen, ist allerdings nicht leicht zu beantworten. Eine Lücke wäre jedenfalls denkbar. Doch ist darauf hinzuweisen, daß wir es in diesem zuletzt beschriebenen Hercynkomplex mit pelagischen Bildungen zu tun haben, bei denen bekanntlich weit größere Zeiträume zur Bildung geringer Mächtigkeiten erforderlich sind.

Von besonderem Werte für die Klärung der stratigraphischen Verhältnisse ist der Vergleich mit dem Kellerwalde nach den bei Denckmann gemachten Angaben. Dort sind Hercynvorkommen an zwei Stellen nachgewiesen worden, die in demselben Streichen liegen und deren größte Entfernung voneinander noch nicht $2^1/_2$ km beträgt. Die beiden Hauptherzynpunkte des Kellerwaldes sind die Fundstellen im oberen Bernbachtal (Erbsloch und Silberstollen) und am Steinhorn bei Schönau. Auch diese Vorkommen liegen in enger Verbindung mit Silur, während im Süden mächtige Culmablagerungen anstoßen. Also etwa dieselben geologischen Verhältnisse und dieselbe Ausdehnung des Hercyns wie bei Marburg, nur mit dem schon erwähnten und vielleicht sehr wesentlichen Unterschiede, daß im Kellerwalde neben den Hercynbildungen auch normales Unterdevon (Untercoblenz) auftritt.

Am Erbsloch tritt, offenbar transgredierend über dunkle Tonschiefer, die zum Silur gerechnet werden (Denckmann Kellerwald S. 24), die Hercyngrauwacke auf. Das Hangende der Grauwacken bilden Tonschiefer, die Dalmanitenreste führen. Die Grauwacke entspricht, wie oben ausgeführt wurde, den Grauwacken von Hermershausen. Die Schiefer sind in ihrer Stellung zweifelhaft, entsprechen aber nach ihrer Lage über den Grauwacken entweder den Schönauer Kalken, oder, was wahrscheinlicher ist, dem Knollenschiefer.

Am Silberstollen treten von Hercynsedimenten, gleichfalls über Silurschichten lagernd, krystallinischer Kalk mit *Rhyn-*

chonella bifida und ein Tentaculitenknollenkalk auf. Der krystallinische Kalk entspricht höchst wahrscheinlich den krystallinisch körnigen Kalklagen des unreinen Kalkes mit *Rhynchonella princeps*. Schwieriger ist die Beurteilung des Tentaculitenknollenkalks. Man muß aus den Angaben entnehmen, daß hier der liegende Teil jener Schichtenfolge angefahren ist, die am Steinhorn in so viel vollständigerer Ausbildung erschlossen werden konnte.

Dort unterscheidet Denckmann über Silur liegenden Tentaculitenknollenkalk, Schichten mit *Rhynchonella princeps*, Schönauer Kalk und Dalmanitenschiefer, also eine zusammenhängende Folge von vier Schichtengliedern, die sich im wesentlichen ebenso an der Damm-Mühle wiedergefunden haben, bis auf die liegenden Tentaculitenknollenkalke, für die sich keine sicheren Äquivalente auffinden ließen. Es läßt sich demnach folgende Parallelisierung der kellerwalder und marburger Hercynbildungen, unter Weglassung der Tentaculitenknollenkalke, aufstellen:

Steinhorn	Silberstollen	Erbsloch	Damm-Mühle
Dalm. Schiefer	—	Schiefer mit Dalmaniten	Knollenschiefer
Schönauer Kalk	—	— ?	Schönauer Kalk
Unreiner Kalk	Unreiner Kalk	— ?	Unreiner Kalk
— ?	— ?	Grauwacken	Grauwacken.

Wenn die Tentaculitenknollenkalke wirklich zu der hercynischen Schichtenfolge und nicht zum Silur gehören, was wenigstens paläontologisch nicht zu beweisen ist, so können sie nur als örtliche Einschaltungen in der übrigen Hercynfolge aufgefaßt werden, da die Hercyngrauwacke notwendig das älteste Glied der Schichtenfolge sein muß, wie sich aus der paläontologischen Bearbeitung ergeben hat. Die Angabe des Verfassers (Zeitschr. D. Geol. Ges. 1911, Mon.-Ber. S. 462 f.) über die Lage der Grauwacke berichtigt sich danach.

Auf die Schwierigkeiten, die aus dem Auftreten normaler Unterkoblenzschichten im Kellerwalde sich ergeben, wurde schon

hingewiesen. Es soll hier nur die Vermutung ausgesprochen werden, daß sie vielleicht durch tektonische Vorgänge in Berührung mit den Hercynsedimenten gebracht worden sind, daß also hier ähnliche Erscheinungen vorliegen, wie sie Ch. Schuchert (Paläogeographie S. 525) für die Appalachen in viel großartigerem Maßstabe angenommen hat[1]). Schließlich könnte man auch einen Übergriff der normalen rheinischen Facies in das Hercyngebiet zur Zeit der Ablagerungen mit F_2-Fauna annehmen. Auf keinen Fall aber läßt sich nach dem Befund an der Damm-Mühle die Möglichkeit einer Transgression der normalen rheinischen Sedimente über sämtliche Hercynablagerungen weiterhin annehmen, nachdem festgestellt werden konnte, daß diese wenigstens an der Damm-Mühle den ganzen Zeitraum vom Ende der Siegener Schichten bis zum Beginn des Mitteldevons einnehmen.

Aber auch für den Kellerwald läßt sich Ähnliches annehmen, denn man müßte die sämtlichen Hercynsedimente in die Zeit des unteren Unterkoblenz zusammendrängen, um darüber noch für die rheinischen Unterkoblenzschichten (die Michelbacher Schichten) Platz zu gewinnen, was zum mindesten für die Knollenkalke des Schönauer Kalkes nicht angängig ist, da wir wissen, welche große Zeitspanne die Ablagerung weniger Meter solcher Schichten im Verhältnis zu sandigen Sedimenten beansprucht. Dieselbe Erwägung würde ja auch, wie oben schon angedeutet, hinreichen, um zu erklären, wie die verhältnismäßig geringmächtigen Hercynbildungen diese ganze Zeit ausfüllen können.

Der Harz bietet keine Gliederung des Hercyns. Es läßt sich aus dem Werke E. Kayser's nur entnehmen, daß sowohl F_2 wie G_1 vertreten sind. Aus der Tabelle von Frech (Leth. palaeoz. S. 193) geht auch nicht mehr hervor. Aber die pelagischen Hercynsedimente sind im Harz nicht festgestellt. An ihre Stelle tritt hier Obercoblenz in rheinischer Ausbildung. Nur

[1]) Vgl. über diese Frage die demnächst erscheinende Bearbeitung der Fauna der Michelbacher Schichten (Untercoblenz) des oberen Bernbachtales im Kellerwald durch P. Dienst.

für die Kalke vom Sprakelsbach muß man jedoch im Auge behalten, daß sie möglicherweise Äquivalente der G_1-Knollenschiefer von der Damm-Mühle sind.

Das Devon Böhmens, auf dessen Paläontologie und Stratigraphie im wesentlichen die sämtlichen Arbeiten über Hercyn fußen, entbehrt leider immer noch einer wirklich brauchbaren geologischen Kartierung und Gliederung. Den Hauptmangel, der offenbar in der ungenügenden Gliederung von G_1 liegt, hat Denckmann bereits 1899 mit folgenden Worten ausgesprochen:

»G_1 ist anscheinend eine Bezeichnung für einen Komplex von Kalken gleicher Facies, von Knollenkalken, deren eigentliche Stratigraphie noch der Aufklärung bedarf. Aufklärung muß . . . . vor allen Dingen gesucht werden über die Beziehungen der Gesteine des gesamten böhmischen G_1 zu den Gesteinen des rheinischen Unterdevons und Mitteldevons vom Hunsrückschiefer an aufwärts.«

Was hier im Hinblick auf die Stellung des Schönauer Kalkes gesagt wird, gilt ebenso für die Altersbeziehungen der in Rede stehenden Knollenschiefer zu der Fauna von G_1, Greifenstein, Leun, der Wissenbacher Schiefer usw. Es geht schließlich nicht an, daß man, während sonst doch ungefähr Klarheit über den Horizont einer bestimmten Fauna zu erlangen ist, gerade an der Grenze zwischen Unter- und Mitteldevon stets Zweifel herrscht, auf welche Formen bei der Horizontierung Wert gelegt werden muß, auf welche nicht.

Stellt man die Ansichten verschiedener Forscher über die Stellung der böhmischen Unter- und Mitteldevonsedimente zusammen, so erkennt man auch, daß es sich nur um Meinungsverschiedenheiten geringfügiger Art handelt. Nur der Umstand, daß die G_1-Bildungen offenbar bereits im oberen Unterdevon beginnen und im unteren Mitteldevon fortdauern, bereitet Schwierigkeiten, sofern man auch in diesem Falle künstlich einen Trennstrich zwischen Unter- und Mitteldevon ziehen will, der der Grenze, wie man sie etwa in der Eifel ziehen kann, genau entspricht. Will man einen solchen Strich mit Grund

ziehen können, so ist es vor allen Dingen nötig, G_1 zu gliedern. Sollte dies sich als unmöglich herausstellen, so muß man auch auf die scharfe Grenze zwischen Unter- und Mitteldevon verzichten.

Mit den von Tschernyschew aus dem Ural beschriebenen Ablagerungen ergibt sich keine wesentliche Ähnlichkeit, desgleichen nicht mit den französischen Hercynbildungen, sowohl von Cabrières und Erbray wie von den Pyrenaeen. Auch die aus den Karnischen Alpen beschriebenen Faunen zeigen zwar einzelne gemeinsame Züge, aber keine so gleichartige Ausbildung, daß sich genauere Vergleiche ziehen ließen.

Es bleiben also die drei deutschen hercynischen Mittelgebirgsgegenden unter sich sehr ähnlich, zeigen aber keinen engeren Zusammenhang mit anderen Gebieten. Selbst Thüringen, das nach seiner geographischen Lage geeignet wäre, die Brücke zu dem böhmischen klassischen Gebiete zu schlagen, bietet uns nichts, nachdem K. Walther festgestellt hat, daß die Knollenschiefer Thüringens nicht mehr, wie früher angenommen wurde, dem oberen Unterdevon, sondern schon dem Mitteldevon angehören. Die große Ähnlichkeit, die diese Knollenschiefer mit denen von der Damm-Mühle in ihrer Fauna zeigen, erklärt sich aus der gleichen Facies und der Altersnähe. Schwer zu erklären und von Walther auch mit Stillschweigen übergangen ist die Frage, ob nach der gewaltigen Lücke im Unterdevon in Thüringen gleich die Schichtenfolge mit solchen pelagischen Sedimenten beginnen kann. Übrigens entspricht die Sedimentationsunterbrechung nach Ablagerung des Obersilur in Thüringen in großen Zügen den bei uns und im Kellerwald beobachteten Verhältnissen.

In allen vier Gebieten (Osten des Rheinischen Schiefergebirges, Kellerwald, Harz, Thüringer Wald) haben zur Unterdevon- bis Mitteldevonzeit offenbar Bodenbewegungen nur in gleichem Sinne stattgefunden, eine Übereinstimmung, die immer mehr bei der Durcharbeitung des paläontologischen Materials hervortritt.

Auf die geologisch gleichartige Lage der Hercynsedimente

im Süden der großen Silurzüge wurde schon hingewiesen. Es gilt das auch in gewissem Sinne für den Harz. Vermutlich bildeten die Silurzüge nach Nordwesten eine Art von Begrenzung des Hercynmeeres (böhmische Provinz). Daß dasselbe nur unvollständig gegen den Westen (rheinische Meeresprovinz) abgeschlossen war, ist durch das Auftreten zahlreicher rheinischer Typen in solchen Mischfaunen, wie den hier beschriebenen, bewiesen.

Zusammenfassung der Ergebnisse.

Die Untersuchung des Hercyns bei Marburg hat zu folgenden Ergebnissen geführt:

1. Das Hercyn erstreckt sich aus der Gegend von Allna über Hermershausen bis nahe an die Damm-Mühle bei Marburg heran. Es hat eine ganz ähnliche Zusammensetzung wie das Hercyn im Kellerwald.

2. Es gehört, wie sich aus der Fauna ergibt, ebenso wie die harzer und kellerwalder Hercynbildungen dem jüngeren Unterdevon an, oder nach der rheinischen Einteilung, der Zeit vom Ende der Siegener Schichten bis zum Abschluß der Obercoblenzschichten. Die Frage, ob die nicht sehr mächtigen Hercynbildungen diese lange Zeit lückenlos auszufüllen vermögen, läßt sich dahin beantworten, daß die jüngeren dieser Sedimente pelagischer Entstehung sind, und daß demnach lange Zeiträume zu ihrer Bildung erforderlich sein mochten.

3. Das älteste Hercyn, die Erbslochgrauwacke des Kellerwaldes, beginnt bei Hermershausen, ungleichförmig über Obersilur liegend, mit konglomeratischen Schichten, anscheinend einem Transgressionskonglomerat, auf das die kalkige Grauwacke in ihrer typischen Ausbildung und ungefähr mit denselben Versteinerungen wie am Erbsloch folgt. Es konnten etwa 50 Arten, in der Mehrzahl Brachiopoden, bestimmt werden.

Die höheren Lagen der Grauwacke werden stellenweise etwas reiner kalkig bezw. schiefrig-kalkig und enthalten dann

weniger Brachiopoden, dagegen mehr Trilobiten, besonders *Dalmanites* und *Phacops*. Diese kalkigen Schichten wurden offenbar etwas küstenferner abgelagert und entsprechen dem unreinen Kalk (Schichten mit *Rhynchonella princeps* A. Denckmann) vom Steinhorn bei Schönau im Kellerwald. Von den ungefähr 25 bestimmten Arten kommen die meisten auch in der Grauwacke vor.

Die Fauna der Grauwacken und unreinen Kalke ist eine verarmte F_2-(Konjepruskalk-) Fauna.

4. Über dem unreinen Kalk liegen mehrere Meter Knollen- oder Nierenkalke mit sehr armer, pelagischer Fauna (*Aphyllites*, *Orthoceras*, Paläoconchen). Diese Kalke entsprechen dem Schönauer Kalk im Kellerwalde, der allerdings eine etwas reichere Fauna enthält, die aus Arten der böhmischen G_1-Schichten besteht.

5. Wie der Schönauer Kalk in die Dalmanitenschiefer, so gehen an der Damm-Mühle die Knollenkalke in ziemlich mächtige Tonschiefer mit einzelnen, meist ausgelaugten Kalkknollen über, die noch spärliche Dalmanitenreste führen. Außerdem enthalten die Kalkknollen eine Fauna von etwa 35 Arten, die sich auch in der Mehrzahl in den G_1-Schichten Böhmens finden. Die Fauna reicht an die obere Grenze des Unterdevons hinauf und stellt einen Vorläufer der älteren Wissenbacher Fauna dar, mit der bereits eine Anzahl von Arten gemeinsam ist.

6. Devon in rheinischer Ausbildung, wie es im Kellerwald (Michelbacher Schichten) und im Harz (Hauptquarzit) bekannt ist, konnte in der Marburger Gegend nicht im Zusammenhang mit dem Unterdevon böhmischer Facies festgestellt werden. Vielmehr verstärkt sich hier der Gegensatz beider Facies nach oben mit dem zunehmenden pelagischen Charakter der Hercynablagerungen, so daß immer mehr böhmische und weniger rheinische Arten auftreten.

7. Die Lagerungsverhältnisse erinnern in auffälliger Weise an die im Kellerwalde und im Harz festgestellten. Das Hercyn tritt am Südostrande der großen Silurzüge auf.

Zusammenstellung sämtlicher bisher bekannt gewordenen Hercynversteinerungen der Gegend von Marburg.

	Hercyn-Grauwacke	Unreiner Kalk	Schönauer Kalk	Knollen-Schiefer	F_2	G_1 (u. Mnenian)
1. Fischreste?	+				?	+
2. *Proetus eremita* Barr.	+				?	+
3. » *lepidus* Barr.				+		+
4. » *Marburgensis* n. sp.		+				×
5. » sp.			+	×	×	×
6. *Cyphaspis hydrocephala* A. Roem.		+				+
7. *Phacops fecundus* var. *major* Barr.	+	+				+
8. » *Sternbergi* Corda				+		+
9. » *intermedius* Barr.				+	+	+
10. » *Zorgensis* Kays.				+		+
11. » *Bronni* Barr.				+		+
12. *Trimerocephalus* aff. *micromma* A. Roem.				+		+
13. » sp.				+		×
14. *Dalmanites tuberculatus* A. Roem.	×	+				+
15. » cf. *Reussi* Barr.				+		+
16. *Lichas sexlobatus* A. Roem.				+		+
17. *Acidaspis glabrata* A. Roem.		×				×
18. *Cheirurus* cf. *gibbus* Beyr.				+	+	+
19. *Bronteus* sp.	+				×	
20. *Agoniatites fecundus* Barr.			+			+
21. » sp.			+			×
22. *Jovellania Kochi* Kays.				+		
23. *Orthoceras pulchrum* Barr.				+	+	+
24. » sp. sp.		×	×	×	×	×
25. » (*Arthrophyllum* sp.)				+		
26. *Platyceras Halfari* Kays.		+				
27. » *hamulus* Barr.				+	+	+
28. *Orthonychia acuta* A. Roem.		+				
29. ? *Clisospira acuta* n. sp.					×	×
30. *Naticopsis* sp.				+	×	

	Hercyn-Grauwacke	Unreiner Kalk	Schönauer Kalk	Knollen-Schiefer	F_2	G_1 (u. Mnenian)
31. *Hercynella bohemica* var. *rigescens* Barr.				+		+
32. *Pleurotomaria* cf. *latevittata* Koken				+		
33. *Loxonema rectangulare* Spitz	×			+		×
34. » sp.			+			
35. *Bellerophon* sp.	+			×	×	
36. *Conularia Proteica* Barr.		+				+
37. *Hyolithes* cf. *catenatus* Barr.	+				+	
38. » cf. *ventricosus* Sdbg.	+					
39. » *columnaris* Barr.				+	?	?
40. » *secans* Barr.				+		+
41. » cf. *costatulus* Barr.				+		+
42. *Tentaculites grandis* F. Roem.	+					
43. » *acuarius* Richt.			+	+	+	+
44. *Conocardium* cf. *artifex* Barr.	+				+	
45. » sp.				+		×
46. *Cardiola* sp. sp.				+		×
47. *Regina dividens* Barr.				+		+
48. Palaeoconch. sp.			+			
49. *Cypricardinia* cf. *connexa* Barr.				+		+
50. » *crenistria* Sdbg.	+					
51. *Mytilus patiens* Barr.				+	+	
52. *Modiolopsis antiqua* Barr.	×				+	
53. *Nucula* aff. *confluentina* Beush.				+		
54. *Ctenodonta* sp.				+		
55. *Cucullella elliptica* Maur.	+					
56. *Pterinea striato-costata* Giebel		+			×	
57. » sp.		+			×	
58. *Patrocardium rectangulare* n. sp.				+		
59. *Rhynchonella princeps* Barr.	+	+			+	+
60. » » var. *armoricana* Barr.		+			+	
61. » *bifida* A. Roem.	+					
62. » *pila* Schnur	+				×	
63. » *Daleidensis* C. F. Roem.	+					

	Hercyn-Grauwacke	Unreiner Kalk	Schönauer Kalk	Knollen-Schiefer	F_2	G_1 (u. Mnenian)
64. *Pentamerus Sieberi* v. Buch		+			+	+
65. » » var. *evanescens* Barr.		+			+	
66. *Spirifer togatus* Barr.	+	+			+	
67. » *secans* Barr.	+	+			+	+
68. » *Decheni* Kayser	+					
69. » *Hercyniae* Giebel	+					
70. » » var. *primaeviformis* Scupin	+					
71. » *Nerei* Barr.	+				+	+
72. » *excavatus* Kayser	+					
73. » *scutiformis* Assmann	+					
74. » *Bischofi* Giebel	+	+				
75. » *Daleidensis* Steininger	+					
76. » *Trigeri* Verneuil	+					
77. » *hystericus* Schloth.	+					
78. » *carinatus* Schnur	+					
79. » » *mut. crassicosta* Scupin	+					
80. » *Urii* Flemming				+		+
81. » *superstes* Barr.				+		+
82. *Bifida lepida* Goldf.	+			+		
83. *Athyris Erbrayi* Barrois	+					
84. » *avirostris* Krantz	+					
85. » cf. *Davousti* Oehlert	+					
86. » *undata* Defr.	+					
87. *Merista passer* Barr.				+		+
88. *Atrypa reticularis* Linn.	+	+			+	+
89. » » var. *aspera* Schloth.	+	+			+	+
90. *Orthis Gervillei* Defr.		+			+	
91. » » var. *ablatiplicata* Oehl.	+				×	
92. » cf. *Trigeri* Verneuil	+					
93. » *circularis* Sow.	+					
94. » *tectiformis* K. Walther	+					
95. » *hysterita* Gmelin	+					
96. » n. sp.	+					
97. *Leptagonia rhomboidalis* Wahl.	+	+			+	+

	Hercyn-Grauwacke	Unreiner Kalk	Schönauer Kalk	Knollen-Schiefer	F_2	G_1 (u. Mnenian)
98. *Leptagonia emarginata* Barr.		+		+		+
99. » *Bouéi* Barr.	+				+	
100. *Stropheodonta Verneuili* Barr.	+				+	
101. » *explanata* Sow.	+					
102. *Strophomena consobrina* Barr.		+			+	+
103. » *lepis* Bronn		+				
104. *Orthothetes umbraculum* Schloth.	+					
105. » cf. *ingens* Drev.	+					
106. *Chonetes sarcinulata* Schloth.	+					
107. » *plebeja* Schloth.	+					
108. » *dilatata* A. Roem.	+				+	
109. » *embryo* Barr.	+	+			+	+
110. *Nucleospira lens* Schnur				+		
111. *Craniella cassis* Zeiller	+					
112. *Pentremitidea clavata* var. *Schultzei* Eth. u. Carp.				+	×	×
113. Crinoid. sp.			+		×	×
114. *Pleurodictyum Selcanum* Giebel	+					
115. » *Zorgense* Kays.	+					
116. » *Petrii* Maurer	+	+				
117. » cf. *problematicum* Goldf.	+					
118. » sp.				+		
119. *Favosites Goldfussi* d'Orb.	+				×	
120. » sp.				+		×
121. *Petraja undulata* A. Roem.		+	×	×		×

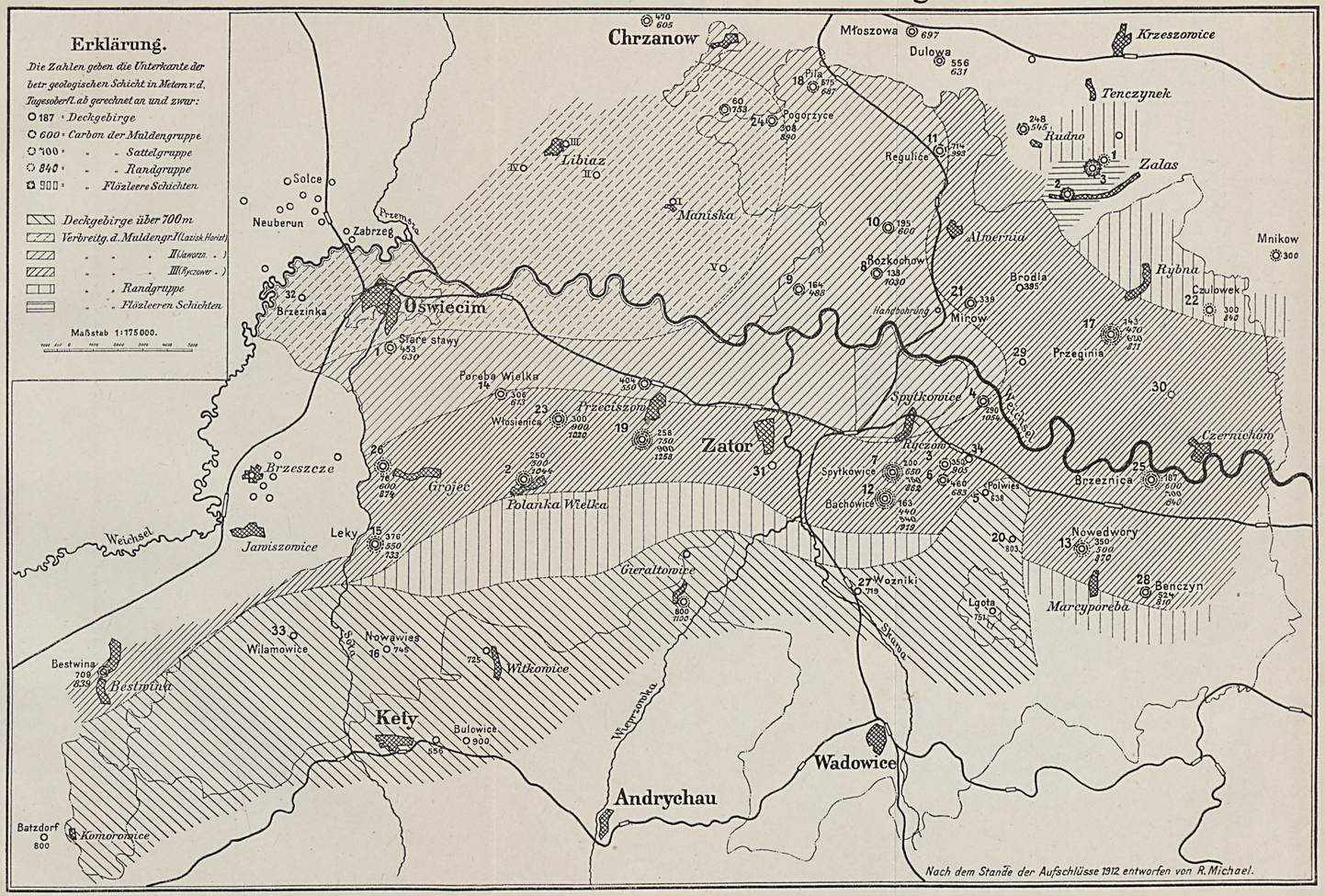
Marburg, den 6. April 1912.

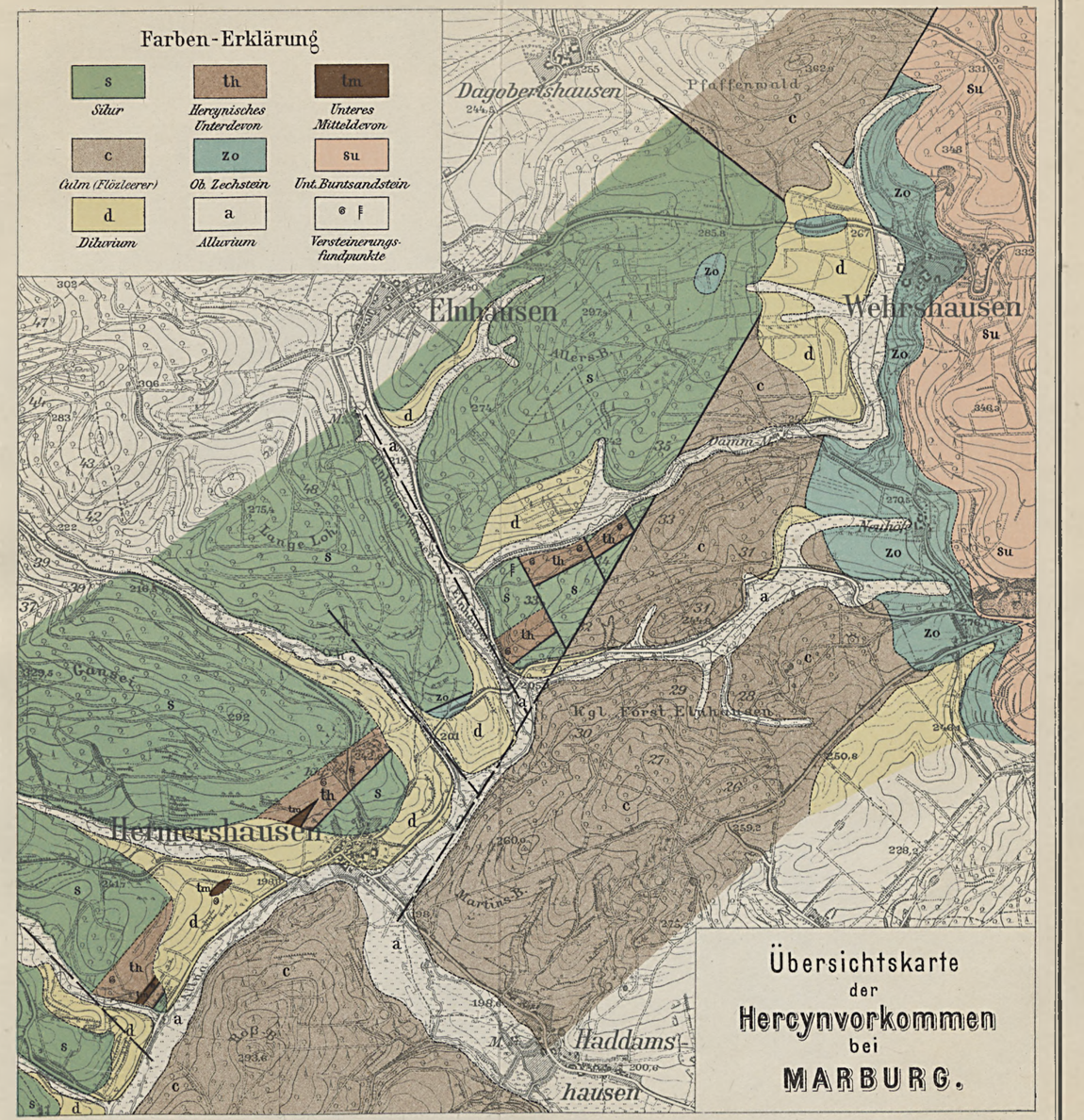
POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

Gliederungstabelle des deutschen Buntsandsteins.

	Süd-Hannover	Südlicher und östlicher Harzrand	Niederhessen	West- und Süd-Thüringen	Ost-Thüringen	Spessart	Odenwald	Schwarzwald	Haardt
Oberer Buntsandstein (Röt)	100—150 m. 1. Oberer Röt . . . . 3—7 m. Gelbe dolomitische Kalke und graue Mergel. 2. Mittlerer Röt . . 70—100 m. Rote Mergel mit Quarzitlagen und vereinzelten Gipslagern. 3. Unterer Röt . . 30—40 m. Bunte Mergel, zu unterst mit Gips- und Salzlagern [1]) und unmittelbar an der Basis sporadisch fossilführende Kalksandsteine mit *Myoph. fallax*, *Myacites subundatus*, *Pleuromya Althausii*, *Pecten discites*, *Monotis Albertii* u. *Modiola hirudiniformis*. [1]) Dieselben sind bei der Angabe der Mächtigkeitsziffern nicht mitberücksichtigt.	50—60 m. 1. Gelbe dolomitische Kalke. 2. Bunte, vorwiegend rote Mergel, zuweilen mit Gipslagern. 3. Bunte Mergel mit Dolomitlagen, unter denen gelegentlich der *Rhizocorallium*-Dolomit mit *Rhizocorallium jenense* und *Myoph. costata* vertreten ist, sowie mit Gipslagern.	40—50 m. 1. Gelbe dolomitische Kalke. 2. Bunte, vorwiegend rote Mergel mit Quarzit- und Dolomitlagen. 3. Bunte Mergel mit Gipslagern.	70—90 m. 1. Gelbe dolomitische Kalke. 2. Bunte Mergel (gering mächtig). 3. *Modiola*- bezw. *Myophoria*-Kalke. 4. Bunte, vorwiegend rote Mergel mit gelegentlichen Sandsteinen, die besonders nach S. zu an Bedeutung zu nehmen (= Voltziensandstein). 5. Bunte und graue Mergel mit Gipslagern.	90—100 m. (Die hangenden gelben dolomitischen Kalke und grauen Kalkmergel werden als »Cölestinschichten« hier schon in den Wellenkalk gestellt) 1. Oberer Röt: Rote Mergel- und Sandsteinschiefer mit Gipsschiefern und Dolomiten mit *Myoph. vulgaris*, *Modiola hirudiniformis* usw. 2. Mittlerer Röt: Rote Mergel mit Knollengipsen, außerdem im oberen Teil Quarzitlagen mit *Myoph. fallax* und *Myacites subundatus*, im unteren Teil Sandsteinschiefer. 3. Unterer Röt: a) Grüne Mergel mit fossilreichen Dolomiten, zu oberst *Rhizocorallium*-Dolomit, zu unterst Tenuisbank, b) Gipslager.	55—60 m. 1. Dunkelrote Tone mit dünnen Sandsteinlagen . . . . . 25 m. 2. Weißer, grobkörniger (oberer oder fränkischer) Chirotheriensandstein . . . 0,6 m. 3. Voltziensandstein 30—35 m. Rote, tonige Bausandsteine.	ca. 50 m. 1. Röttone mit Sandsteinlagen und vereinzelten Dolomitbänkchen, die in der Mosbacher Gegend ungefähr in der Mitte der Zone Fossilien, *Myophoria vulgaris*, *Gervillia costata*, *Myoconcha Thielaui*, *Myacites Fassaensis* usw. führen (»Myophorienbank«). 2. Chirotheriensandstein, helle, quarzitische Sandsteine. 3. Oberer Dolomithorizont, dolomitische Sandsteine. 4. Plattensandstein, dunkelrote, tonige und feinkörnige Sandsteine. 5. Karneolbank, hellfarbige Sandsteine mit Karneolschnüren (= niederhessischer [unterer] Chirotheriensandstein).	40—50 m. 1. Röttone. 2. Plattensandstein, dunkelrote, tonige und feinkörnige Sandsteine, im württembergischen Gebiete noch mit einzelnen Karneolschnüren. 3. Karneolbank, bunte, fleckige und löcherige Sandsteine mit Dolomit- und Karneolknollen (= niederhessischer [unterer] Chirotheriensandstein).	60—90 m. 1. Grenzletten . . . 1—5 m. Bunte Tone. 2. Voltziensandstein 18—24 m. Helle und rote Bausandsteine, zuweilen mit Tonzwischenlagen und bei Bubenhausen mit einer Fossilbank, enth. *Myoph. vulgaris*, *Gervillia socialis*, *costata*, *Modiola hirudiniformis*, *Natica Gaillardoti* usw. 3. Zwischenschichten 40—60 m. Bunte, z. T. carbonathaltige und manganfleckige Sandsteine mit Konglomeraten und zu unterst mit Dolomit- und Karneolknollen (= niederhessischer [unterer] Chirotheriensandstein).
Mittlerer Buntsandstein	400—600 m. 1. Tonige Grenzschichten (= niederhessischer Chirotheriensandstein) 10—15 m. Bunte Tone mit kieseligen und Kalksandsteinen (»Tigersandsteinen«), die in der Göttinger Gegend allein entwickelt sind und hier bereits Karneolknollen führen. 2. Bausandstein . . 10—150 m. Massige, dunkelrote und helle, meist feinkörnige Sandsteinbänke, gelegentlich mit Pflanzenresten (bes. *Calam. arenaceus*). 3. Grobkörnige und feinkörnige Sandsteine in Wechsellagerung mit Tonen . . . 300—400 m. An der Ober- und Unterkante der Zone zuweilen Gervillienbänke, sowie bei Volpriehausen im Solling Chirotherienfährten, Labyrinthodontenreste und Ganoidfische.	ca. 300 m. 1. Chirotheriensandstein (einschließl. Bausandstein) wenige m. Helle, getigerte Kalksandsteine, die in der Bernburger Gegend zahlreiche *Trematosaurus*-Reste enthalten. 2. Grobkörnige und feinkörnige Sandsteine, die gelegentlich *Gervillia Murchisoni* führen, in Wechsellagerung mit Tonen. In der Mansfelder Mulde führt diese Schichtenfolge eine Anzahl von Fossilhorizonten mit *Gervillia Murchisoni*, *Aucella Geinitzii*, Estherien, Ganoidschuppen und Sporen von *Pleuromeia Sternbergii*.	150—300 m. 1. Chirotheriensandstein wenige m. Helle, getigerte Kalksandsteine, vielfach mit Tonen wechsellagernd und Karneolknollen führend. 2. Bausandstein . . einige dm. Massige, dunkelrote und helle Sandsteinbänke, zuweilen mit vereinzelten Quarzgeröllen. Bei Karlshafen mit Chirotherienfährten. 3. Grobkörnige und feinkörnige Sandsteine, gelegentlich mit *Gervillia Murchisoni*, und Tone.	150—200 m. 1. Chirotheriensandstein (einschließl. Bausandstein) 5—35 m. Helle, vielfach getigerte Sandsteine, zu oberst oft mit Karneolknollen. Gelegentlich Chirotherienfährten. 2. Grobkörnige und feinkörnige Sandsteine und Tone. 3. Grobkörnige Sandsteine, die besonders im Süden reich an Kieselgeröllen sind.	ca. 150 m. 1. Chirotheriensandstein wenige m. Dunkelrote und helle Sandsteine, zu oberst mit Letten, zu unterst mit Karneolknollen. Gelegentlich Chirotherienfährten. 2. Grobkörnige und feinkörnige Sandsteine, die ca. 70 m unter der Oberkante eine Gervillienbank einschließen. 3. Grobkörnige Sandsteine mit Konglomeraten (= Eck'sches Konglomerat).	150—200 m. 1. Chirotheriensandstein 2—5 m. Bunte Sandsteine mit Dolomit- und Karneolknollen. 2. Hauptkonglomerat 40—60 m. Konglomeratische Sandsteine. 3. Grobkörnige, an der Basis vielfach konglomeratische Sandsteine (= Eck'sches Konglomerat) 100—120 m.	300—400 m. 1. Hauptkonglomerat (Hauptgeröllhorizont). Grobkörnige Sandsteine mit Konglomeraten. 2. Grobkörnige Sandsteine mit kugeligen Konkretionen (»Kugelsandsteine«). 3. Feinkörnige Sandsteine mit Letten. 4. Pseudomorphosensandstein 120—280 m. Gefleckte Sandsteine. 5. Eck'sches Konglomerat 40—60 m. Grobkörnige Sandsteine mit Konglomeraten.	ca. 200 m. 1. Oberes oder Hauptkonglomerat. Grobkörnige Sandsteine mit Konglomeraten, im württembergischen Gebiete zu oberst vielfach mit einem Bonebed von Labyrinthodontenresten 30—60 m. 2. Geröllfreier Hauptbuntsandstein 100—130 m. 3. Eck'sches Konglomerat. Grobkörnige Sandsteine mit Konglomeraten . . . . ca. 50 m.	ca. 400 m. 1. Hauptkonglomerat. Grobkörnige und geröllführende Sandsteine . . . . 20—25 m. 2. Obere Felsregion. Sandsteine mit kugeligen Konkretionen (»Kugelsandsteine«) . 5—10 m. 3. Trippstadt- oder Karlsthalstufe. Sandsteine mit spärlichen Geröllen 100—120 m. 4. Rehbergstufe. Gefleckte Sandsteine (Pseudomorphosensandstein) . . 150—200 m. 5. Trifelsstufe. Sandsteine, an der Basis mit Konglomeraten. Im Westen das sog. Stauffer Konglomerat (= Eck'sches Konglomerat) . . . 80—100 m.
Unterer Buntsandstein	300—350 m. 1. Wechselfolge von Schiefertonen und feinkörnigen, größtenteils feinoolithischen Kalksandsteinen, die zu porösen, gefleckten Sandsteinen verwittern . . . 250—300 m. 2. Bröckelschiefer, zuweilen mit grobkörnigen Lagen, mit Dolomit- und im frischen Zustande mit Anhydritknollen . ca. 20 m.	300—350 m. 1. Feinkörnige, zum Teil feinoolithische Kalksandsteine und Rogensteine und — oft vorherrschend — Schieferletten und Tone. 2. Bröckelschiefer, im frischen Zustande mit Anhydritknollen.	150—200 m. 1. Feinkörnige Sandsteine in Wechsellagerung mit Tonen . 150 m. 2. Bröckelschiefer, oft mit Dolomitknollen . . . . 20—30 m.	50—350 m. 1. Feinkörnige Sandsteine und Tone. 2. Bröckelschiefer, zuweilen mit grobkörnigen Sandsteinlagen und Dolomitknollen.	200—250 m. 1. Wechselfolge von Schiefertonen und feinkörnigen, z. T. oolithischen Kalksandsteinen und Rogensteinen. 2. Fein- bis mittelkörnige Sandsteine, gelegentlich mit Konglomeraten. 3. Bröckelschiefer bezw. Schiefertone mit Sandsteinlagen und zu unterst Konglomeraten.	200—250 m. 1. Feinkörnige, zuweilen gefleckte (getigerte) Sandsteine mit Schiefertonen . . . . . 150—200 m. 2. Bröckelschiefer . . —70 m.	30—80 m. 1. Feinkörnige Tigersandsteine. 2. Rote Letten (= Bröckelschiefer), zuweilen mit Dolomitbänkchen.	40—70 m. 1. Feinkörnige Tigersandsteine. 2. Schiefertone, vielfach mit tonigen Sandsteinen. An der Basis stellenweise Konglomerate.	50—70 m. 1. Tonige, zuweilen getigerte Sandsteine (Anweiler oder Leisbühler Bausandstein). 2. Leberschiefer, rote Tone mit Sandsteinschiefern und dolomitischen Knollen.

Die Steinkohlenformation im Weichselgebiet.





Maßstab 1:25000

500 0 500 1000 1500 2000 m

Lith. Anst. Leop. Kraatz, Berlin

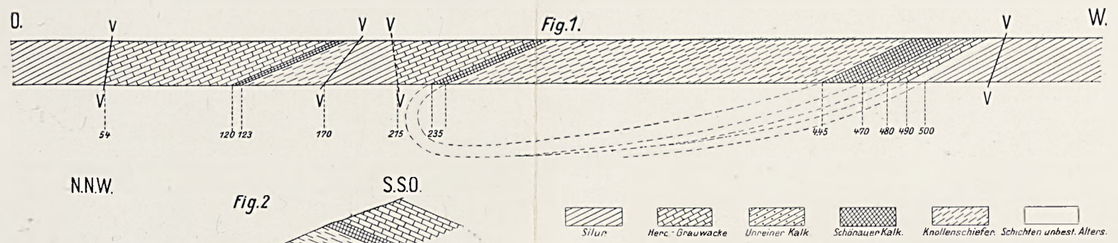


Fig. 1.

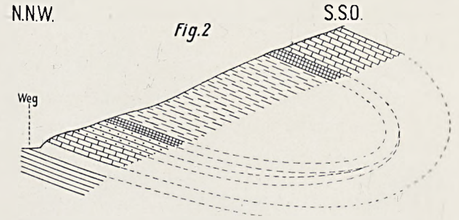


Fig. 2.

Fig. 1. Schematisches Profil durch die Hercynschichten am Südabhang der großen Lummersbach westlich der Damm-Mühle bei Marburg.
Fig. 2. Querprofil zu Fig. 1.
Fig. 3. Liegende Falte im Silur. Steinbruch an der Chaussee Elnhausen—Hermershausen. (S. 315)



Dr. R. Richter phot.

Fig. 3.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

Tafel 20.

Fig. 1. *Phacops fecundus* var. *major* Barr. . . . . S. 343
1a. Kopfschild von vorn, 1b. desgl. von der Seite.

Fig. 2. *Dalmanites (Odontochile) tuberculatus* A. Roem. . S. 344
2a. Vorderrand des Kopfschildes, 2b. Glabella, 2c. Hypostom, 2d. Pygidium.

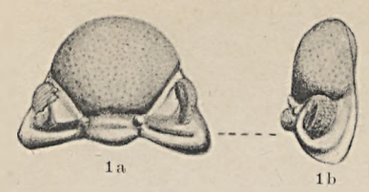
Fig. 3. *Cyphaspis hydrocephala* A. Roem. . . . . S. 345
3a. Kopfschild von der Seite, 3b. desgl. von vorn.

Fig. 4. *Proetus Marburgensis* n. sp. . . . . S. 346
4a. Kopfschild von der Seite, 4b. desgl. von vorn. Vergr. 4/1.

Fig. 5. *Rhynchonella (Wilsonia) princeps*, var. *armoricana* Barrois . . . . . S. 347
5a. Ansicht der Stielklappe, 5b. desgl. der Brachialklappe, 5c. Ansicht vom Stirnrand, 5d. desgl. von der Seite.

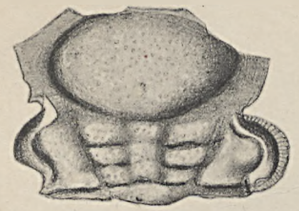
Fig. 6. *Spirifer Bischofi* Giebel . . . . . S. 348
Ansicht der Stielklappe.

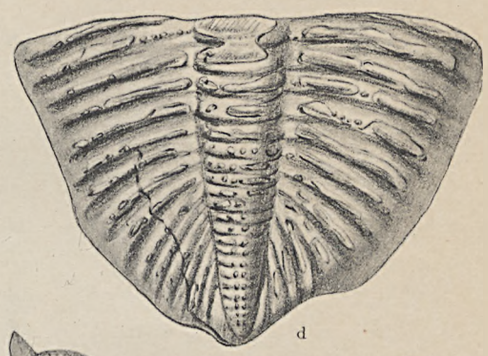
Sämtlich aus dem Kalk mit *Rhynchonella princeps*. Originale in der Sammlung des Geologischen Instituts der Universität Marburg.

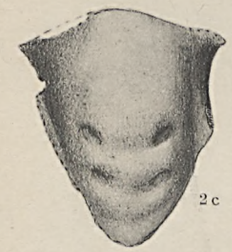

1a

1b


2a

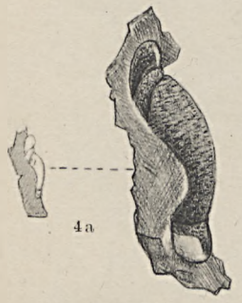

2b

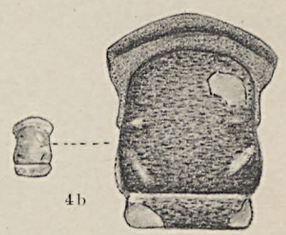

d


2c


3a


3b


4a


4b


5a


5b


5c


5d


6

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

Tafel 21.

Fig. 1. *Spirifer togatus* Barr. . . . . S. 348
Stark verwitterter Steinkern der Stielklappe.

Fig. 2. *Pentamerus Sieberi* v. Buch . . . . . S. 348
Stielklappe.

Fig. 3. *Pentamerus Sieberi* var. *evanescens* Barr. . . . . S. 349
3a. Ansicht der Stielklappe, 3b. desgl. von der Seite, 3c. desgl. von oben.

Fig. 4, 5. *Orthis Gervillei* Defr. . . . . S. 349
Stielklappen zweier Exemplare.

Fig. 6. *Strophomena consobrina* Barr. . . . . S. 351
Stielklappe.

Fig. 7. *Platyceras Halfari* Kayser . . . . . S. 352

Fig. 8. *Orthonychia acuta* Roemer . . . . . S. 352

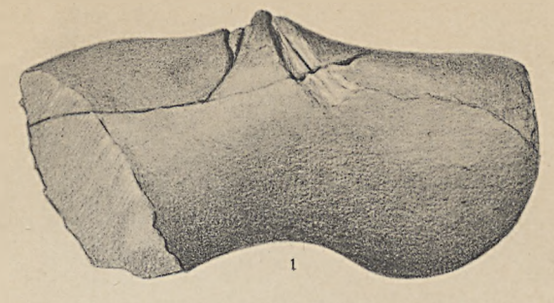
Fig. 9. *Pterinea* sp. . . . . S. 353
Steinkern der linken Klappe mit Schalenresten.

Fig. 10. *Pleurodictyum Petrii* Maurer . . . . . S. 354
Exemplar in Steinkernerhaltung.

Fig. 11. *Petraja undulata* A. Roem. . . . . S. 355

Fig. 12a—e. *? Clisospira acuta* n. sp. . . . . S. 377
Aus dem Knollenschiefer von Hermershausen.

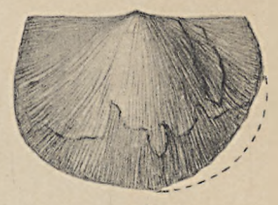
Sämtlich aus dem Kalk mit *Rhynchonella princeps*, außer Fig. 12. Originale in der Sammlung des Geologischen Instituts der Universität Marburg.


1


5


2


10


6

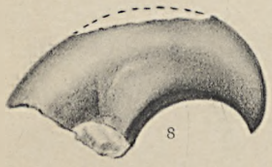

4

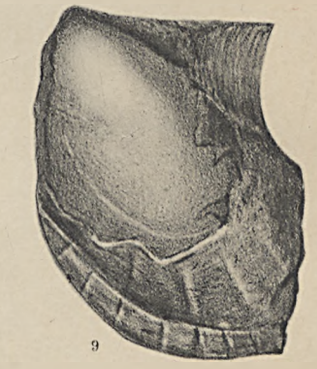

5a


3b


3c


7


8


9


11


12a


12b


12c


12d


12e

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

Tafel 22.

Fig. 1. *Phacops Sternbergi* Corda. Kopfschild . . . S. 359
Fig. 2, 3. *Phacops intermedius* Barr. Kopfschild, Pygidium S. 360
Fig. 4a, b. *Phacops Zorgensis* Kayser. Kopfschild von vorn und von der Seite . . . . . S. 361
Fig. 5. *Phacops Bronni* Barr. Kopfschild . . . . . S. 361
Fig. 6, 7. *Trimerocephalus* aff. *micromma* A. Roem. Bruchstücke zweier Kopfschilder . . . . . S. 362
Fig. 8. *Trimerocephalus* sp. Kopfschild. Vergr. 2/1 . . S. 362
Fig. 9. *Lichas sexlobatus* A. Roem. Pygidium. Vergr. 3/1 S. 363
Fig. 10, 11. *Proetus lepidus* Barr. Glabella. Vergr. 3/1 und Wange nat. Gr., nach einem Wachsabdruck S. 365
Fig. 12. *Proetus* sp. Wange, nach einem Wachsabdruck S. 366
Fig. 13. *Dalmanites (Odontochile)* cf. *Reussi* Barr. Pygidium, nach einem Wachsabdruck . . . . S. 366
Fig. 14. *Cheirurus (Crotalocephalus)* cf. *gibbus* Beyrich. Rumpfring . . . . . S. 363
Fig. 15, 16. *Jovellania Kochi* Kayser . . . . . S. 367
15. Einzelne Kammerwand, 16. Größeres Bruchstück. Sipho sichtbar.
Fig. 17, 18. *Orthoceras pulchrum* Barr. . . . . S. 368
17. Steinkern, 18. Exemplar mit teilweise erhaltener Schale.
Fig. 19. *Orthoceras* (*Arthrophyllum*) sp. . . . . S. 369
Fig. 20. *Pentremitidea clavata* Schultze, var. *Schultzei* Eth. u. Carp. . . . . S. 370
20a. Steinkern von der Seite, 20c. desgl. von unten, 20b. Wachsabdruck von oben.
Fig. 21a, b. *Spirifer superstes* Barr. Von oben und von der Seite. Nach einem Wachsabdruck . . . S. 370
Fig. 22. *Spirifer Urii* Flemming. Stielklappe . . . . S. 371
Fig. 23. *Strophomena emarginata* Barr. Stielklappe . . S. 371
Fig. 24. *Nucleospira* cf. *lens* Schnur. Steinkern der Stielklappe . . . . . S. 371
Fig. 25. *Merista passer* Barr. Nach einem Wachsabdruck S. 372

Die Stücke 6, 7 und 24 stammen von der Beichte bei Hermershausen, sämtliche anderen Stücke von der Damm-Mühle. Originale in der Sammlung des Geologischen Instituts der Universität Marburg.



Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

Tafel 23.

Fig. 1, 2. *Regina (Kralovna) dividens* Barr. . . . . S. 372
Steinkerne zweier Exemplare.
Fig. 3. *Nucula* aff. *confluentina* Beush. Steinkern. . . S. 373
Fig. 4. *Ctenodonta* sp. . . . . S. 373
Fig. 5. *Mytilus (Plethomytilus) patiens* Barr. . . . . S. 374
Fig. 6. *Patrocardium rectangulare* n. sp. . . . . S. 374
a. Linke Klappe von der Seite, b. desgl. vom Schloßrand aus gesehen.
Fig. 7. *Cypricardinia* cf. *connexa* Barr. Vergr. 2/1 . S. 375
Fig. 8. *Cardiola* n. sp. Vergr. 3/1 . . . . . S. 376
Fig. 9. *Pleurotomaria* cf. *latevittata* Koken. Nach einem Wachsabdruck . . . . . S. 376
Fig. 10. *Loxonema rectangulare* Spitz . . . . . S. 377
Fig. 11 a, b. *Platyceras hamulus* Barr. Von oben und von der Seite . . . . . S. 377
Fig. 12. *Bellerophon* sp. Von der Seite . . . . . S. 378
Fig. 13. *Naticopsis* sp. Gesteinsstück mit zahlreichen Exemplaren. Vergr. 2/1 . . . . . S. 378
Fig. 14—15. *Hercynella bohemica* var. *rigescens* Barr. . S. 379
14. Großes Exemplar mit Kiel, 15. desgl. junges Exemplar.
Fig. 16. *Hercynella*. ?Dieselbe Art, fast ohne Kiel . . S. 379
Fig. 17. *Hyolithes (Orthotheca) secans* Barr. . . . . S. 380
a. Ansicht der kleinen Flächen, b. desgl. von der Seite, c. Ansicht der großen Fläche, d. Querschnitte zu a.
Fig. 18. *Petraja* cf. *undulata* A. Roem. . . . . S. 381
a. Steinkern von unten, b. desgl. von der Seite.

Die Stücke 1, 4, 5, 7, 9, 13, 15 stammen von der Beichte bei Hermershausen, sämtliche anderen Stücke von der Damm-Mühle. Originale in der Sammlung des Geologischen Instituts der Universität Marburg.



Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

Zur Gliederung des deutschen Buntsandsteins.

Von Herrn **O. Grupe** in Berlin.

(Mit einer Übersichtstabelle.)

Im Auftrage der Direktion der Kgl. Preußischen Geologischen Landesanstalt habe ich im Herbst 1911 auf der Konferenz der Direktoren der deutschen Geologischen Landesanstalten in Eisenach die Gliederung des deutschen Buntsandsteins in einem Vortrage behandelt, den ich in etwas ausführlicherer Form im Folgenden wiedergeben möchte.

Bei meinen Kartierungsarbeiten im Gebiete des südlichen Hannover und Braunschweig, das sich auf weiteren Flächen aus den Buntsandsteinschichten aufbaut, habe ich mich mit dieser Formation näher beschäftigt und die Resultate darüber bereits in meiner Abhandlung »Zur Stratigraphie der Trias im Gebiete des oberen Wesertals«[1]) niedergelegt, wobei ich zugleich in einem besonderen Kapitel zu der Frage nach der Entstehung des Buntsandsteins Stellung genommen habe. Über die anderen Buntsandsteindistrikte Deutschlands liegen ja bereits eine ganze Reihe älterer Forschungsergebnisse vor, die besonders in den letzten Jahren durch die mehr und mehr fortschreitende Spezialkartierung der einzelnen Bundesstaaten zum Teil eine wesentliche Ergänzung und Erweiterung erfahren haben. Auf gelegentlichen Dienst- und Studienreisen lernte ich selbst die außerhalb meines engeren Aufnahmebezirkes gelegenen mitteldeutschen und süddeutschen Buntsandsteindistrikte in verschiedenen Teilen kennen.

[1]) Jahresber. des niedersächs. geol. Ver. 1911, S. 1 ff.

An der Hand dieser reichhaltigen Literatur, die nach geographischen Gesichtspunkten geordnet auf S. 418—421 aufgeführt ist, sowie auf Grund meiner eigenen Beobachtungen habe ich den Versuch unternommen, die von den einzelnen Autoren in den größeren deutschen Buntsandsteingebieten durchgeführten Gliederungen in einer Profiltabelle zusammenzustellen und dabei einheitliche petrographische und stratigraphische Merkmale festzulegen. Denn gerade diese gemeinsamen Charaktere in der Ausbildung der Buntsandsteinformation in den verschiedenen Gegenden sind es, die bei den im übrigen zuweilen stärker hervortretenden faciellen Unterschieden eine mehr oder weniger vollkommene Parallelisierung gewisser Horizonte ermöglichen, und so werde ich in meinem Aufsatze, der im wesentlichen eine Erläuterung zu der am Schlusse aufgestellten Profiltafel bildet, besonders auf diese gemeinsamen Züge in der Buntsandsteinentwicklung Bezug nehmen.

Unterer Buntsandstein.

Was zunächst die Grenze zwischen Buntsandstein und Zechstein anbetrifft, so ist dieselbe im hessisch-thüringischen Gebiet oberflächlich ziemlich scharf bestimmt durch die plastischen, hellgefärbten Oberen Letten des Zechsteins einerseits und die dunkelroten, verhärteten, massigen und bei der Verwitterung in unregelmäßige Brocken und Scherben zerfallenden Bröckelschiefer des Unteren Buntsandsteins andererseits. Genau in der gleichen Weise unterscheiden sich Zechsteinletten und Bröckelschiefer im südlichen Hannover und Braunschweig in der Umgebung des Sollings, und dieser strukturelle Unterschied kommt auch in orographischer und hydrologischer Beziehung insofern zum Ausdruck, als mit Beginn des Bröckelschiefers das zuvor flache Terrain plötzlich steiler ansteigt und über den wasserundurchlässigen Zechsteinletten eine Reihe von Quellen aufweist. Auch bei den Tiefbohraufschlüssen des Sollinggebietes, d. h. also bei Erhaltung des Zechsteinsalzlagers im Untergrunde, habe ich dieselben Gegensätze in der Entwicklung beider Stufen beobachtet: stets wird das Jüngere Steinsalz zunächst von besonders plastisch-schmierigen, durchweg etwas heller gefärbten Letten überdeckt, dem der sog.

Grenzanhydrit in seiner typischen Beschaffenheit als dichter und fleischroter Anhydrit lokal eingeschaltet ist, und erst darüber liegen die verhärteten, massigen, beim Anschlagen in lauter unregelmäßige Brocken zerfallenden Bröckelschiefer, die nicht selten in den Bohrkernen, d. h. also in frischem Zustande, von zahlreichen Anhydritknollen durchsetzt sind und damit ein letztes Ausklingen der Salzfacies des Zechsteins anzeigen.

Weiter nach Osten zu verschwindet aber dieser strukturelle Unterschied mehr und mehr, wie die Leinetalbohrungen zeigen. In dieser Gegend sind im allgemeinen auch die Zechsteinletten und oftmals selbst der dem Jüngeren Steinsalz eingelagerte Rote Salzton dunkelfarbig und stärker verhärtet, und der Zechsteincharakter kennzeichnet sich bei den Schichten im Hangenden des Jüngeren Steinsalzes durch gelegentliche dolomitische Einlagerungen, die in den Leinetalbohrungen meist als harte, dunkle dolomitische Tone und hellere dolomitische Sandsteine, über Tage an den verschiedenen Zechsteinlokalitäten (Stadtoldendorf, Lauenberg a. Solling, Freden, Hörden bei Herzberg) als z. T. mächtigere dolomitische Kalke und Rauchwacken entwickelt sind, und die ich für die nur noch sporadisch auftretenden Vertreter des hessisch-thüringischen Plattendolomites ansehe. Dort wo nun aber diese dolomitischen Einlagerungen fehlen, wie im Staßfurter Becken, in der Mansfelder Mulde und am südlichen Harzrande, haben wir nach Zimmermann und Picard zwischen Jüngerem Steinsalz und den Sandsteinen des Unteren Buntsandsteins eine einheitliche Folge massiger, roter Tone, die von dem ersteren Autor als Obere Letten (zo3) bezeichnet werden, die aber ihrem Habitus nach dem hessisch-thüringisch-hannoverschen Bröckelschiefer durchaus ident sind, und erst der Rote Salzton scheint weichere Letten zu führen, aus dem dann oberflächlich nach Auslaugung der zwischengelegenen Steinsalzmassen die (in petrographischem Sinne) eigentlichen Oberen Letten hervorgehen würden. Wir ersehen hieraus, daß die Perm-Triasgrenze im mitteldeutschen Gebiet nicht überall scharf ist und vor allem nicht einheitlich aufgefaßt wird.

Dieser unscharfe Abschluß der Buntsandsteinformation an ihrer Unterkante ist auch für viele süddeutsche Distrikte bezeichnend, beruht daselbst allerdings weniger auf der ähnlichen Ausbildung der Grenzschichten beider Formationen, als vielmehr auf dem völligen Fehlen des Zechsteins, demzufolge der Buntsandstein gleichsam allmählich aus den ebenfalls petrographisch gleichartigen Rotliegendschichten sich zu entwickeln scheint, wie z. B. in manchen Teilen des Schwarzwaldes und der Vogesen. An anderen Lokalitäten des Schwarzwaldes, wie auch im Odenwalde, in der Haardt und im Spessart schieben sich aber in mehr oder minder großer Mächtigkeit dolomitische Bänke, vielfach mit charakteristischen Zechsteinfossilien, ein und bezeichnen dann hinreichend scharf den Beginn des Zechsteins.

Von Bedeutung erscheint es nun, daß auch in Süddeutschland die untersten Schichten des Unteren Buntsandsteins eine vorwiegend tonige Facies zeigen, die nur lokal von dünnen Sandsteinlagen unterbrochen wird, und die vorherrschend eine massig-bröckelige Struktur besitzt (»Bröckelschiefer«), und ferner, daß dieselben bei Entwicklung von Zechsteinletten im Liegenden, wie am Rande des Spessarts oder in der Heidelberger Gegend, sich von diesen durch ihre verhärtete Beschaffenheit unterscheiden. In einigen Gebieten, wie z. B. an der Haardt, werden diese basalen Tonschichten auch wohl »Leberschiefer« genannt. Der deutsche Untere Buntsandstein wird somit fast allgemein durch eine tonige Facies oder doch durch eine vorwiegend tonige Facies eingeleitet, die in ihrer Mächtigkeit allerdings starken Schwankungen unterworfen ist und stellenweise, wie am Homburgwalde nördlich des Sollings oder am Spessart, bis 50 m oder gar 70 m mächtig wird. Wie schon v. Ammon sehr richtig hervorgehoben hat, ist danach der Bröckelschiefer durchaus keine hessisch-thüringische Lokalbildung entsprechend der Auffassung Moestas.

An charakteristischen Einlagerungen enthalten die Bröckelschiefer sowohl im Norden wie im Süden vielfach Dolomitknollen, in denen wir ein letztes Ausklingen der Dolomitfacies

des Oberen Zechsteins zu erblicken haben, und ferner in den nördlichen, südhannoverschen und thüringischen, Gebieten gelegentlich grobkörnige Sandsteinlagen, die sich im östlichen Thüringen zu regelrechten Konglomeraten entwickeln, und die andererseits im Westen im Untergrunde des Münsterschen Beckens ihre Äquivalente in den Basalkonglomeraten haben, die hier von verschiedenen Bohrungen an der Unterkante der Formation angetroffen sind. In diesem Zusammenhange sei erwähnt, daß auch an der Basis des süddeutschen Unteren Buntsandsteins dort, wo er sich unmittelbar auf das Grundgebirge legt, wie an einzelnen Stellen des Spessarts, Schwarzwaldes und Odenwaldes, ein Konglomerat, besonders als aufgearbeitetes Gestein des Untergrundes, verschiedentlich entwickelt ist[1]).

Über den Bröckelschiefern stellt sich als obere Abteilung des Unteren Buntsandsteins eine Sandsteinfacies ein, die aber vor allem in den nördlichen Gebieten wiederholt durch Schieferletten und auch massigen, dem Bröckelschiefer ähnlichen Tonen unterbrochen wird; ja vielorts, wie z. B. in der Mansfelder Mulde und in der Hallenser Gegend, sind die Letten und Tone durch die ganze Formation hindurch den Sandsteinen gegenüber weit vorherrschend. Recht eigentümlich ist für die höheren Schichten des ostthüringischen Unteren Buntsandsteins das Auftreten eines oder mehrerer Konglomeratlager an einzelnen Lokalitäten (Saalfeld, Pösneck, Neustadt usw.), die sonst nirgends weiter in diesem Horizonte beobachtet worden sind und daher nur lokale Bedeutung haben.

Die Sandsteine des Unteren Buntsandsteins sind zumeist feinkörnige Gesteine, für die vielfach von Haus aus ein relativ beträchtlicher Kalkgehalt charakteristisch ist. So wird der südhannoversche Untere Buntsandstein in einer Gesamtmächtigkeit von 300—350 m aus derartigen feinkörnigen, im frischen Zustande meist hellfarbigen Kalksandsteinen zusammenge-

[1]) Das von den bayrischen Geologen in der westlichen Haardt früher dem Unteren Buntsandstein zugerechnete »Staufer Konglomerat« wird neuerdings nach persönlicher Mitteilung von Herrn v. Ammon als Äquivalent des Eck'schen Konglomerates an die Basis des Mittl. Buntsandsteins gestellt.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

setzt, die nach verschiedenen Analysen einen durchschnittlichen Kalkgehalt von 15—20% besitzen, und es ist von besonderer Bedeutung, daß auf Grund eingehender Dünnschliffstudien dieser Kalk sowohl in körnig-krystalliner Form als Bindemittel, wie aber auch in deutlich oolithischer Form inmitten der allerdings vorwiegenden Quarzindividuen auftritt. Es sind also in Wirklichkeit feinoolithische Kalksandsteine, die als Anfangsstadien der Rogensteinbildung zu betrachten sind, und aus ihnen entwickeln sich weiterhin am Harzrande die eigentlichen, d. h. grobkörnigen Rogensteine. Aber auch in diesem Gebiete sind die übrigen feinkörnigen Sandsteine in frischem Zustande, wie die Tiefbohrungen zeigen, zumeist Kalksandsteine, und es ist in dieser Beziehung bemerkenswert, daß in neuster Zeit Kolesch ebenfalls im östlichen Thüringen oolithische Kalksandsteine und Rogensteine im oberen Teil des Unteren Buntsandsteins festgestellt hat, und daß ferner sowohl bei Rüdersdorf wie andererseits weit im Westen am Niederrhein einzelne Tiefbohrungen Kalksandsteine und typische Rogensteine im Unteren Buntsandstein angetroffen haben. Auf diese Kalksandsteinnatur der Gesteine des Unteren Buntsandsteins ist früher nicht genügend geachtet worden, oder man war wohl auch bei dem Mangel an Tiefbohraufschlüssen weniger in der Lage, die Sandsteine in unverwittertem Zustande kennen zu lernen und bezeichnete sie wegen ihrer durch die Carbonatzersetzung bedingten mürben Beschaffenheit kurz als »tonige Sandsteine«. Diese bislang für den norddeutschen Unteren Buntsandstein als besonders charakteristisch angesehenen »tonigen Sandsteine« verdienen ihre Bezeichnung aber nur insofern, als sie, oftmals nur in dünnen Schnüren entwickelt, aus den sie umschließenden Tonen bei der Verwitterung tonig-sandige Gesteine hervorgehen lassen. Ihrer ursprünglichen petrographischen Zusammensetzung nach sind es aber meist recht feste, größtenteils feinoolithische Kalksandsteine, die wie gesagt die Anfänge der Rogensteinbildung darstellen, und wenn der Untere Buntsandstein im allgemeinen tonigere Böden liefert als der Mittlere Buntsandstein, so liegt das eben an der reichlicheren Zwischen-

schaltung von Tonschichten und an dem leichteren Zerfall der ihres Kalkgehaltes beraubten Sandsteine.

Durch diese Auslaugung des Kalkes, sowie andererseits durch Überführung der Eisen- und Mangancarbonate in ihre Hydroxyd- bezw. Oxydform verwittern die Kalksandsteine zu feinporösen, braun und schwärzlichbraun gebänderten und gefleckten Sandsteinen, die das charakteristische Gestein des hannoverschen Unteren Buntsandsteins bilden. In das niederhessische Gebiet hinein scheinen dann aber die Sandsteine ihren Kalkgehalt mehr und mehr zu verlieren. Stattdessen machen sich stärkere Beimengungen von Kaolinkörnchen geltend, die dem hannoverschen Unteren Buntsandstein so gut wie ganz fehlen und hier erst mit Beginn des Mittleren Buntsandsteins sich einstellen.

Dagegen spielt der Kalk- bezw. Dolomit- oder überhaupt der Carbonatgehalt für den süddeutschen Unteren Buntsandstein wiederum eine nennenswerte Rolle und bedingt nach dem oben beschriebenen Vorgange infolge der Verwitterung die Entstehung der sog. »Tigersandsteine« des Schwarzwaldes, Odenwaldes usw., in denen ich die Vertreter der oolithischen Kalksandsteine und Rogensteine des norddeutschen Unteren Buntsandsteins sehe. Allerdings sind bei diesen die Carbonate nicht in oolithischer, sondern nur in unregelmäßig körnig-krystalliner Form vorhanden, wie die zuweilen noch in frischem Zustande erhalten gebliebenen Kalk- bezw. Dolomitknollen zeigen. Demzufolge sind auch die mit Manganmulm vielfach ausgekleideten Poren und Hohlräume nicht so gleichmäßig gerundet wie bei den Sandsteinen des hannoverschen Unteren Buntsandsteins, sondern von ziemlich unregelmäßiger Kontur.

Bei diesem Vergleich der süddeutschen Tigersandsteine mit den Sandsteinen des übrigen deutschen Unteren Buntsandsteins fällt zunächst der Unterschied in den Mächtigkeitsangaben auf. Während der gesamte Untere Buntsandstein an der Haardt, am Odenwald und Schwarzwald nur 50—80 m mißt, schwillt er schon am Spessart auf 200—250 m, im westlichen Thüringen und in Südhannover gar auf 350 m an, um dann nach Niederhessen hinein wieder erheblich abzunehmen.

Ich möchte nun gleich bei dieser Gelegenheit bemerken, daß mich solche Mächtigkeitsunterschiede einzelner Buntsandsteinstufen nicht weiter befremden, seitdem ich über derartige Erscheinungen bei der Kartierung und bei der Untersuchung der Tiefbohraufschlüsse im südlichen Hannover interessante Beobachtungen gemacht habe. Es zeigt sich dort im Bereiche des Sollings nämlich, daß die beiden Formationen des Unteren und Mittleren Buntsandsteins, deren Oberkante durch den Beginn der Rötmergel und Rötgipse und deren Unterkante durch den Beginn der Zechsteinletten und des Jüngeren Steinsalzes scharf bestimmt sind, auf dem kleinen Raume von 1—2 Meßtischblättern um mindestens 200 m anwachsen, und zwar durch eine plötzlich neu entwickelte Schichtenfolge an der Basis der Bausandsteinzone des Mittleren Buntsandsteins, die ich auf den Sollingblättern Stadtoldendorf und Sievershausen als neuen Horizont ausgeschieden habe.

Die gleiche Erscheinung zeigen nach Krusch die Tiefbohrungen im Münsterschen Becken nördlich der Lippe, nach denen dort die Gesamtmächtigkeit der Buntsandsteinformation zwischen 125,5 und fast 400 m schwankt. Ein anderes instruktives Beispiel bietet die Entwicklung des Unteren und Mittleren Buntsandsteins entlang dem SW.-Rande des Thüringer Waldes, die zusammen bei Schleusingen rund 250 m mächtig sind und bis Schmalkalden bei einer Entfernung von 30—40 km auf ca. 450 m anwachsen, und zwar in diesem Falle durch das auffällige Anschwellen des feinkörnigen Unteren Buntsandsteins, der, im Süden höchstens 50 m stark, nach und nach bis Schmalkalden eine Mächtigkeit von 250—300 m und schließlich im Norden bei Kaiseroda einer dortigen Tiefbohrung zufolge eine Mächtigkeit von über 350 m erreicht. In welch beträchtlichem Maße schließlich der Umfang der gesamten Formation bei weiteren Entfernungen wechselt, zeigt uns ein Vergleich der Entwicklung im Schwarzwald mit derjenigen im Gebiete des Sollings und Reinhardswaldes. Während der Buntsandstein im Schwarzwalde bei Ausbildung sämtlicher Horizonte rund 200 m mißt[1]), erreicht

[1]) Daß im südlichen Teil des Schwarzwaldes die Mächtigkeit des Buntsandsteins vielfach sogar nur wenige Dekameter beträgt, bleibt hierbei unberücksichtigt. Denn diese Erscheinung hängt in erster Linie mit der übergreifenden Lagerung des Buntsandsteins zusammen, der zufolge in dem genannten Gebiete die tieferen Stufen überhaupt fehlen und die Formation nicht selten gleich mit dem Hauptkonglomerat über dem Grundgebirge beginnt.

er in dem genannten Gebiete des südlichen Hannover die erstaunliche Mächtigkeit von 1000—1200 m, worin nicht einmal die dem Röt im Untergrunde eingeschalteten Anhydrit- und Steinsalzmassen mit eingerechnet sind. Ungleichmäßige Senkungen des Buntsandsteinbeckens, die vielorts zu regelrechten Verwerfungen sich entwickelt zu haben scheinen und mit denen die Sedimentation ungefähr gleichen Schritt hielt, dürften die Ursache für diese auffälligen Mächtigkeitsschwankungen gewisser Buntsandsteinschichten sein. Nach alledem läßt sich wohl annehmen, daß die einzelnen Buntsandsteinstufen in ihrer Mächtigkeit auf mehr oder weniger beschränktem Raum stark differieren können und trotzdem als stratigraphisch gleichwertige und gleichaltrige Bildungen mit einander zu parallelisieren sind.

Mittlerer Buntsandstein.

Daß in der Tat gemäß den letzten Ausführungen die in den einzelnen Distrikten als Unterer Buntsandstein unterschiedenen Schichtenkomplexe im großen und ganzen mit einander identifiziert werden dürfen, dafür bieten einen weiteren Beleg die über ihnen sich plötzlich einstellenden grobkörnigen bezw. konglomeratischen Schichten, die ich als äquivalente Bildungen ansehe, und mit denen man nach alter, durchaus berechtigter Gepflogenheit die Grenzen zwischen Unterem und Mittlerem Buntsandstein zieht. Denn der plötzliche Beginn von Konglomeraten und grobkörnigen Sandsteinen, die beispielsweise im Hannoverschen gegenüber den dichten und feinkörnigen Gesteinen des Unteren Buntsandsteins noch eine Körnerdicke bis zu 2 mm besitzen, bezeichnet eine wesentliche Änderung in den Absatzbedingungen und damit gleichmäßig einen neuen Abschnitt der Buntsandsteinperiode. Natürlich ist der Begriff der Grobkörnigkeit relativ zu verstehen und bezieht sich nur auf die Ausbildung der verschiedenen Buntsandsteinschichten in dem jeweiligen Gebiet. Was man z. B. im Norden mittelkörnig nennt und als typisch für den Mittleren Buntsandstein ansieht, gilt sicherlich im Süden schon als feinkörnig. Es ist ja bekannt, daß die Grobkörnigkeit der Gesteine im großen und ganzen von Süden nach Norden abnimmt und auf einen vor-

wiegend südnördlich gerichteten Transport des Buntsandsteinmaterials hinweist, der während der Zeit der unteren und mittleren Abteilung nach meiner persönlichen Auffassung, wie ich sie in der oben genannten Arbeit näher dargelegt und begründet habe, in erster Linie auf fluviatilem Wege erfolgt ist. Dementsprechend gewinnen auch die tonigen Schichten als die feinsten Absätze nach Norden zu immer mehr an Bedeutung, während umgekehrt im Süden die Konglomerate ihre Hauptverbreitung haben. Stellt man sich somit auf den Standpunkt, daß die Anfänge der grobsandigen bezw. konglomeratischen Bildungen infolge ihrer fluviatilen (nicht marinen bezw. litoralen) Entstehung ungefähr in ein und dieselbe Zeit fallen, so ist auch der von den verschiedenen deutschen Geologen mit Beginn dieser Bildungen zwischen Unterem und Mittlerem Buntsandstein gelegte Schnitt als ein im großen und ganzen einheitlicher anzusehen, und ich kann z. B. nicht die Auffassung Thürach's für zutreffend halten, daß der das untere oder Eck'sche Konglomerat bedeckende Pseudomorphosensandstein der süddeutschen Gebirge mit in dem Unteren Buntsandstein Norddeutschlands enthalten sein soll.

An der Basis des Mittleren Buntsandsteins liegt zunächst das sog. Eck'sche Konglomerat, das in mehr oder minder starker Entwicklung mittel- und grobkörnigen Sandsteinmassen eingelagert ist und vorwiegend aus Quarzkieseln, daneben auch aus Geröllen krystallinischer Gesteine besteht. In typischer Weise im Schwarzwald, Odenwald und in der Haardt vertreten, läuft es nordwärts in den vereinzelten Konglomeraten und Geröllen des Spessarts, sowie des Thüringer Landes aus und geht schließlich im nordthüringischen und hessisch-hannoverschen Territorium in grobkörnige Sandsteine über.

Einen anderen wichtigen Horizont bildet im höheren Niveau das sog. Hauptkonglomerat, das in weiter Verbreitung in den Distrikten des Schwarzwaldes, Odenwaldes und der Haardt auftritt, und mit dem die süddeutschen Autoren im allgemeinen die obere Grenze des Mittleren Buntsandsteins ziehen. Dasselbe besteht zumeist aus Quarzgeröllen, die in mehr oder minder reichlichem Maße groben und mittelkörnigen Sandsteinbänken einge-

streut sind und sich vielfach zu regelrechten Konglomeratbänken anreichern. Daneben sind auch — oft sogar in vorwiegendem Maße — geröllfreie Schichten entwickelt, die z. B. im Schwarzwalde besonders nach oben hin an Bedeutung gewinnen und von den badischen Geologen vielfach als oberste Stufe des Mittleren Buntsandsteins vom Hauptkonglomerat abgetrennt werden, während die gleiche Schichtenfolge auf den neueren württembergischen Blättern bereits zum Röt gezogen wird. Die Schichten des Hauptkonglomerats entsprechen zweifellos weiter nach Norden zu den »konglomeratischen Sandsteinen« Bücking's am Spessart, und als letzte Ausklänge dieser Facies sind vielleicht die vereinzelten Kieselgerölle zu betrachten, die im oberen Teile des Mittleren Buntsandsteins Niederhessens, dem sog. Bausandstein, bis in die Warburger Gegend vielfach vorkommen.

Mit den zwischen diesen beiden Konglomerat-Horizonten auftretenden, meist geröllfreien Sandsteinschichten ist im Odenwalde und in der Haardt noch eine speziellere Gliederung vorgenommen. Besonders bemerkenswert und auf weitere Strecken horizontbeständig sind in diesen Gebieten zunächst im unteren Teile der Schichtenfolge die analog den Tigersandsteinen des Unteren Buntsandsteins verwitterten löcherigen und manganfleckigen »Pseudomorphosensandsteine«, bei denen der ehemalige Carbonatgehalt vielfach in skalenoedrischen Krystallen vorhanden war, sowie im oberen Teil die sog. »Kugelsandsteine«, deren kugelige Konkretionen wohl ursprünglich ebenfalls ein carbonatisches Bindemittel besessen haben.

Funde tierischer Versteinerungen waren bislang im süddeutschen Buntsandstein eine außerordentliche Seltenheit. Um so interessanter sind die neusten Beobachtungen von A. Schmidt, nach denen das Hauptkonglomerat des Schwarzwaldes an verschiedenen Lokalitäten von einer horizontbeständigen, Labyrinthodontenreste führenden Bonebedschicht an der Grenze gegen Röt bedeckt wird. In etwas tieferem Niveau des Hauptkonglomerats sind sodann auch noch von M. Schmidt derartige Funde bei Altensteig gemacht worden.

Gehen wir nunmehr zu dem mitteldeutschen Mittleren Buntsandstein über, so tritt uns dort als besonders charakteristischer Horizont an der Oberkante der Abteilung der sog. Chirotheriensandstein entgegen, der bekanntlich zuerst nach den in diesen Grenzschichten bei Hildburghausen gefundenen Chirotherienfährten benannt und aufgestellt worden ist. Es sind dies helle, feinkörnige, plattige, in frischem Zustande besonders kalkreiche, in verwittertem Zustande stark- und grobfleckige (»getigerte«) Sandsteine, die aber noch vielfach einen gewissen Teil ihres in unregelmäßig konkretionärer oder auch in kugelig-konkretionärer Form abgeschiedenen Kalkes zurückbehalten haben, und die häufig mit bunten Tonen wechsellagern. Letztere gewinnen auch in diesem Horizont nach Norden immer mehr an Bedeutung, herrschen schließlich am Solling vor und enthalten dann die Kalksandsteine, daneben auch kieselige Sandsteine in einzelnen Bänken eingelagert. Ich habe diese Schichten hier deshalb als »Tonige Grenzschichten« bezeichnet. Chirotherienschichten konnte ich sie aus dem Grunde nicht gut nennen, da die bisher in diesem Gebiete gefundenen Chirotherienfährten den älteren Schichten des Mittleren Buntsandsteins entstammen.

Besonders charakteristisch ist für den im allgemeinen nur wenige Meter mächtigen Chirotheriensandstein die gelegentliche Einlagerung von Karneolknollen in seinen verschiedenen Schichten, teils, wie im sächsischen Eichsfelde, im westlichen Thüringen und südlichen Hannover, hart an der Grenze gegen den Röt, teils, wie im östlichen Thüringen, an seiner Unterkante. Die Karneoleinsprengungen finden sich somit wenn auch nur in sporadischer, so doch horizontbeständiger Ausbildung durch ganz Hessen und Thüringen hindurch bis ins südliche Hannover hinein. Und es ist von weiterem Interesse, daß ihre stratigraphische Bedeutung nicht nur auf das mittlere Deutschland beschränkt ist. Auch in den süddeutschen Distrikten sind die Karneolbildungen in dem gleichen geologischen Niveau vertreten, teils als unterer Teil der sog. »Zwischenschichten« der Haardt und Vogesen, teils als »Karneolbank« des Odenwaldes und Schwarzwaldes und stets in Verbindung mit den mitteldeutschen

Chirotheriensandsteinen entsprechenden hellfarbigen, kalk- oder dolomitreichen Sandsteinen, aus denen bei der Carbonatzersetzung »zerfressene«, löcherige und manganfleckige, d. h. die für diesen Horizont in Mitteldeutschland bezeichnenden »Tigersandsteine« entstehen. Das vermittelnde Band zwischen der mitteldeutschen und süddeutschen Entwicklung bildet gleichsam der im Spessart auftretende untere Chirotheriensandstein Bücking's, der außer Dolomitknollen des öfteren auch Karneolschnüre einschließt und deshalb von Gümbel im bayerischen Anteil als »Karneolschichten« bezeichnet wird. Wie schon die älteren Autoren (Frantzen, Pröscholdt u. a.) erkannt haben, bildet somit der (untere) Chirotheriensandstein mit seinen Karneolknollen einen durch fast ganz Deutschland durchgehenden Horizont, dessen Stellung innerhalb der Formation allerdings nicht einheitlich geregelt ist. Während man im mittleren Deutschland und zum Teil auch im Spessart mit diesen Schichten den Mittleren Buntsandstein abschließt, stellt man sie im südlichen Deutschland als »Karneolbank« oder als »Zwischenschichten« bezw. als unteren Teil derselben bereits in den Röt.

Nun ist allerdings zu bemerken, daß der Begriff »Chirotheriensandstein« in Bezug auf seine Abgrenzung nach dem Liegenden zu auch nicht einheitlich zu sein scheint. Denn während im Hessischen und Hannoverschen von den Chirotherienschichten bezw. den ihnen äquivalenten »Tonigen Grenzschichten« der massige Bausandstein, wie ihn zuerst v. Koenen genannt hat, im Liegenden abgetrennt wird, wird vielfach in Thüringen und im sächsischen Eichsfelde die gesamte, allerdings in ihrer Mächtigkeit stark reduzierte Folge der oberen massigen Bänke des Mittleren Buntsandsteins als »Chirotheriensandstein« bezeichnet. Es findet dies seine natürliche Erklärung darin, daß in den betreffenden Gebieten die Chirotherienschichten infolge Ausschaltung regelrechter Tonschichten mit dem Bausandstein zu einem einheitlichen Komplex meist hell gefärbter Sandsteinbänke verschmolzen sind, die aber doch durch die oftmals auffallende Kalkanreicherung und durch wiederholte Karneol-

einsprengungen der obersten Bänke eine gewisse Zweiteilung der Zone in »Chirotheriensandstein« und andererseits »Bausandstein« erkennen lassen. Besonders gut lassen sich diese Verhältnisse z. B. im sächsischen Eichsfelde beobachten. Während der Bausandstein auf der Strecke Eichenberg—Heiligenstadt noch in Form mehrere Dekameter mächtiger, rotfarbiger Bänke abgelagert ist, die aber immerhin sich deutlich genug von den zu oberst liegenden, nur einige Meter starken, vielfach mit Karneoleinsprengungen und Tongallen versehenen Kalksandsteinbänken als Vertretern des Chirotherienhorizontes abheben, schwächt er sich bei allmählichem Verlust seiner Rotfärbung weiter nach Osten zu in der Gegend von Worbis und Bleicherode zu einer 5—10 m mächtigen Folge heller, massiger Sandsteinbänke ab, die sich von den hangenden Sandsteinen nicht besonders unterscheiden und daher mit diesen zusammen als Chirotheriensandstein von Eck bezeichnet worden sind. Auch die am südwestlichen Rande des Thüringerwaldes stellenweise, wie z. B. bei Sonneberg, bedeutende Mächtigkeit des Chirotheriensandsteins von ca. 50 m erklärt sich vielleicht auf dieselbe Weise, indem nämlich auch hier der Horizont den »Bausandstein« der nördlichen Gebiete mit einschließt. Es erscheint mir danach richtiger, den unteren Chirotheriensandstein nicht als thüringischen, sondern als niederhessischen Chirotheriensandstein zu bezeichnen.

Was nun den zuletzt mehrfach erwähnten Bausandstein angeht, so ist dies ein in Südhannover und Niederhessen besonders ausgeprägter, landschaftlich zuweilen stärker hervortretender Horizont, der aus dunkelroten und weißen, glimmerreichen und oft auch kaolinreichen, größtenteils feinkörnigen Sandsteinbänken besteht, die keine erheblichen Tonzwischenlagen besitzen und sich infolge der parallelen Anordnung der Glimmerblättchen vielfach in einzelne ebenschichtige Platten (»Sollingplatten«) auflösen. Im Bereiche des Sollings besitzt er stellenweise die bedeutende Mächtigkeit von mindestens 150 m, um dann von hier aus sowohl nach Süden durch Niederhessen bis in die Rhön hinein wie auch nach Osten und Norden sich zu einer nur einige Dekameter mächtigen Zone abzuschwächen und schließlich im Hildes-

heimer Walde, sowie am nördlichen Harzrande völlig auszukeilen. Um so bemerkenswerter ist sein Wiederauftauchen in der Bernburger Gegend, wo er in jüngster Zeit von Keilhack in Gestalt heller, massiger Sandsteinbänke an der Oberkante der Abteilung festgestellt ist. Daß der Bausandstein sich gleichfalls entlang dem südlichen Harzrande (als unterer Teil des dortigen »Chirotheriensandsteins«) immer mehr reduziert, wurde oben schon hervorgehoben. Wie er sich weiterhin nach Osten zu verhält, ist noch zu untersuchen. Möglicherweise entsprechen in der Mansfelder Mulde die 80 m mächtigen, in Form dicker Sandsteinbänke entwickelten »Oberen Sandsteine« Wüst's der Bausandsteinzone, die dann allerdings wieder an Mächtigkeit stark zugenommen haben müßte. Doch wäre dies nicht weiter verwunderlich. Denn daß die Bausandsteinmassen trotz ihrer vielfach erheblicheren Mächtigkeitsunterschiede doch im großen und ganzen einen stratigraphischen Horizont bilden, dafür spricht mir der Umstand, daß z. B. nach den Bohrergebnissen im Sollinggebiet die plötzlich bedeutende Mächtigkeitszunahme des Bausandsteins zugleich mit einer entsprechenden Mächtigkeitszunahme der gesamten Formation verbunden ist. Auch die stets eigenartige, vor allem durch die düsterrote Färbung und den Reichtum an verhältnismäßig großen Glimmerblättchen gekennzeichnete Beschaffenheit des Bausandsteins, wie sie die tiefer liegenden Gesteine des Mittleren Buntsandsteins niemals aufweisen, spricht für diese Annahme.

Wie schon erwähnt, führt der niederhessische Bausandstein entlang dem Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges (so z. B. am Knüllgebirge, am Rande des Kellerwaldes und in der Warburger Gegend) des öfteren vereinzelte Gerölle hauptsächlich von Quarz, die vielleicht ein letztes Ausklingen des süddeutschen Hauptkonglomerats bezeichnen.

Bemerkenswert sind noch die altbekannten mit Chirotherienfährten bedeckte Platten von Karlshafen, die dieser Bausandsteinzone entstammen, sowie die diesem Horizonte angehörenden altbekannten Funde von *Trematosaurus*-Resten in der Bernburger Gegend. Häufiger finden sich im Bausandstein pflanzliche Reste, vor allem Reste von *Calamites arenaceus*.

Der unter dem Bausandstein liegende Schichtenkomplex bildet stets den Hauptteil des Mittleren Buntsandsteins, der im Solling auf ca. 400 m anwächst, und besteht aus grobkörnigen, mittelkörnigen und feinkörnigen Sandsteinen, die aber wiederholt mit Tonschichten wechsellagern. Im Gegensatz zu den durchgehend kalkigen und kaolinarmen Sandsteinen des Unteren Buntsandsteins sind die Gesteine des Mittleren vielfach kieselig und allgemein kaolinführend. Nur in untergeordnetem Maße sind daneben — infolge der Verwitterung meist stark getigerte — Kalksandsteine entwickelt, die aber im großen und ganzen den Kalk in unregelmäßig-körniger Form führen. Immerhin zeigen die von mir in Dünnschliffen einzelner Kalksandsteine zuweilen beobachteten Oolithkörnchen, sowie die von Zimmermann neuerdings in Bohrungen der Magdeburger und von Picard in der Hallenser Gegend im Mittleren Buntsandstein festgestellten Rogensteinschichten, daß auch in dieser mittleren Abteilung sich gelegentlich ähnliche Verhältnisse wiederholen oder doch angedeutet sind, wie sie bei der Entstehung der oolithischen Kalksandsteine und Rogensteine des Unteren Buntsandsteins geherrscht haben. Außer der Feinkörnigkeit des Unteren Buntsandsteins und der Grobkörnigkeit des Mittleren Buntsandsteins sind also im Hannoverschen auch der Kaolinmangel und Kalkgehalt des ersteren und andererseits der Kaolingehalt und Kalkmangel des letzteren unterscheidende Merkmale, die ich schon seit Jahren bei der Buntsandstein-Kartierung verwende. Es ist mir daher um so interessanter, daß die gleichen Eigenschaften in letzter Zeit auch von Kolesch bei der Abgrenzung des Unteren und Mittleren Buntsandsteins in Ostthüringen als unterscheidende Kriterien erkannt worden sind. Im westlichen Thüringen dagegen sowie in Niederhessen scheint dieser Unterschied nicht mehr zu bestehen, da hier sowohl die Gesteine des Mittleren wie des Unteren Buntsandsteins kaolinhaltig und im wesentlichen kalkfrei sind.

Besonderes Interesse beanspruchen sodann diese älteren Schichten des mitteldeutschen Mittleren Buntsandsteins durch ihre gelegentliche Fossilführung, die an verschiedenen Punkten und in verschiedenen Horizonten festgestellt ist. Was zunächst das Vor-

kommen höher organisierter Tiere anbetrifft, so sei auf die Funde von Kehlbrustplattenabdrücken und Schädelfragmenten von *Trematosaurus*, sowie von Ganoidfischen besonders hingewiesen, die in neuerer Zeit in einem Steinbruch nordwestlich Volpriehausen im Solling gemacht worden sind. Ein anderer Ganoidfisch ist dann noch im Mittleren Buntsandstein bei Röllinghausen unweit Alfeld gefunden. Der oben genannte Steinbruch bei Volpriehausen sowie ein anderer benachbarter Steinbruch bei Bollensen lieferten außerdem in diesen tieferen Schichten des Mittleren Buntsandsteins Platten mit mehr oder weniger deutlichen Chirotherien-Fährten.

Die für den Mittleren Buntsandstein besonders charakteristischen Gervillienbänke mit *Gervillia Murchisoni* Gein. sind an einer Reihe von Lokalitäten in Mitteldeutschland nachgewiesen. Eine untere Bank findet sich nach meinen Beobachtungen ziemlich nahe der Grenze des Unteren Buntsandsteins im Homburgwalde und Vogler an einzelnen Stellen und entspricht möglicherweise den von Denckmann am Rande des Kellerwaldes nachgewiesenen Gervillienplatten, die dort gleichfalls an der Unterkante des Mittleren Buntsandsteins entwickelt sind. Weit jünger sind die Gervillienschichten im Solling in der Umgebung von Volpriehausen, die nahe der Bausandsteingrenze liegen und höchstwahrscheinlich äquivalent sind den im gleichen Horizont durch Ebert im Eichsfeldgebiet von Waake und Gelliehausen und andererseits durch Stille in der Warburger Gegend festgestellten Gervillienschichten. Estherien, die, zumeist der Spezies *Germari Beyr.* angehörend, stellenweise schon im Unteren Buntsandstein häufiger vorkommen, machen sich in der mittleren Abteilung im allgemeinen wohl noch stärker bemerkbar, scheinen aber an kein bestimmtes Niveau gebunden zu sein.

Im östlichen Thüringen ist sodann neuerdings durch Walther und Kolesch ein Gervillienhorizont in weiterer Erstreckung nachgewiesen worden, der daneben noch Aucellen und Turbonillen führt und ca. 70 m unter der Rötgrenze liegt. Als besonders fossilführend hat sich aber der Mittlere Buntsandstein der Mansfelder Mulde nach den Untersuchungen von Wüst erwiesen.

Wüst hat für dieses Gebiet eine Reihe von Fossilhorizonten aufgestellt und teils als »Muschelbänke« mit *Gervillia Murchisoni*, *Aucella Geinitzii* und Estherien, teils als »Estherienbänke« mit Sporen von *Pleuromeia Sternbergii*, cf. *Anoplophora*, Estherien, teils als »Fischbänke« mit Sporen von *Pleuromeia Sternbergii*, Muscheln, Schnecken, Estherien und Ganoidschuppen bezeichnet.

Oberer Buntsandstein oder Röt.

Bei der oberen Abteilung der Formation, dem Röt, können wir scharf unterscheiden zwischen einer süddeutschen, vorwiegend sandigen Facies und einer nord- und mitteldeutschen, vorwiegend tonig-salinischen Facies. Nur die allerobersten Rötschichten sind in Süddeutschland tonig entwickelt und werden als »Röttone« oder auch »Grenzletten« bezeichnet, die im Schwarzwalde und in der Haardt nur einen geringen Umfang von wenigen Metern besitzen, nach Norden zu im Bereiche des Odenwaldes und Spessarts aber bereits auf ca. 25 m anschwellen. Als letzte Ausklänge der liegenden Sandsteinfacies enthalten die Röttone bisweilen dünne Sandsteine eingeschaltet und außerdem auch dolomitische Lagen, die ihrerseits allmählich zum hangenden Wellendolomit überleiten. Im Schwarzwalde führen sie häufiger *Estheria Albertii*, und besonders bemerkenswert ist die ihnen ungefähr in der Mitte eingelagerte Myophorienbank der Mosbacher Gegend im Odenwald, die außer *Myophoria vulgaris Lingula* sp., *Mytilus vetustus*, *Gervillia costata*, *Myoconcha Thielaui*, *Myacites Fassaensis*, sowie Ganoidschuppen und Saurichthyszähne einschließt.

Abgesehen von diesen tonigen Grenzschichten wird der süddeutsche Röt im übrigen von ein bis einige Dekameter mächtigen Sandsteinen gebildet, die zum größeren Teil in der Haardt und im Spessart wegen reichlicher Führung von Voltzienresten die Bezeichnung »Voltziensandstein« oder — im Schwarzwalde und Odenwalde — die Bezeichnung »Plattensandstein« führen. Es sind im allgemeinen dunkelrote, feinkörnige, tonige und glimmerhaltige Sandsteine, bei denen die parallele Anordnung der Glimmerlagen die ebenschichtige Absonderung und

leichte Spaltbarkeit des Gesteins bedingt, genau so wie beim hannoverschen Bausandstein des Mittleren Buntsandsteins, dem der Plattensandstein auch infolge seiner düsterroten Farbe sehr ähnelt. In dem bekannten Profil der Steinbrüche bei Bubenhausen an der Haardt enthält der Voltziensandstein auch eine aus Dolomit bestehende Versteinerungsbank, in der Formen wie *Myophoria vulgaris*, *Gervillia socialis*, *costata*, *Modiola hirudiniformis*, *Natica Gaillardoti*, *Lingula tenuissima* usw. vertreten sind. Besonders hervorzuheben ist, daß im württembergischen Schwarzwalde die Karneolschnüre über den eigentlichen Karneolhorizont hinaus auch noch in die Schichten des Plattensandsteins hinaufreichen und zumeist mit dolomitischen Einlagerungen verknüpft sind, die sich dann im Odenwalde zu einem regelrechten »oberen Dolomithorizont« mit dolomitischen Sandsteinen an der Oberkante des Plattensandsteins herausbilden. Außerdem wird noch im Odenwald und Spessart ein höherer (fränkischer) Chirotheriensandstein an der Grenze gegen die Röttone unterschieden, der zuweilen Fährtenabdrücke von Chirotherien zeigt und sonstige undeutliche Wirbeltierreste einschließt und im allgemeinen von hartem, quarzitischem Gefüge und weißlicher Färbung ist. Auch im württembergischen Anteile des Schwarzwaldes zeigt er sich durch gelegentliche Chirotherienfährten in diesem Horizonte angedeutet.

Nach Norden zu klingt diese süddeutsche Sandsteinfacies nach und nach aus. Die im mitteldeutschen, vor allem im thüringischen Röt gelegentlich auftretenden Sandstein- und Quarzitschichten sind als die letzten Ausläufer des Voltziensandsteins zu betrachten. Die Hauptmasse des mitteldeutschen Röts besteht jedoch aus Mergeln und Tonen, die in ihrer Färbung vielfach eine gewisse Dreiteilung erkennen lassen. Zu unterst ziemlich buntfarbig, blaugrau, grünlich, rötlich, violett usw., nehmen sie im größeren mittleren Teile eine gleichmäßige Rotfärbung an, um dann in der hangendsten Partie in graue und gelblichgraue Mergel überzugehen. Die Mächtigkeit der mergeligen Schichten — abgerechnet etwaige Gipse — schwillt nach Norden zu an. Während sie im hessisch-thüringischen Gebiet im allge-

meinen weit unter 100 m beträgt, jedenfalls nicht darüber hinausgeht, erreicht sie im südlichen Hannover stellenweise, wie am Nordrande des Sollings, den Betrag von ca. 150 m. Außer den Quarziten und quarzitischen Sandsteinen, die meist im mittleren Röt vorherrschen, sind den Mergeln des öfteren auch dolomitische Lagen und dolomitische Bänke eingeschaltet. An diese festeren Gesteine ist im allgemeinen die Fossilführung des Röts gebunden.

Eine durch ihre verhältnismäßig artenreiche Fauna auffallende Fossilführung ist vor allem dem ostthüringischen Röt eigen und ermöglicht hier eine speziellere Gliederung der Abteilung, wie sie zuerst besonders von Passarge durchgeführt worden ist. Wichtigere Leithorizonte des ostthüringischen Röts sind zunächst im unteren Teil die Tenuis-Bank mit *Beneckeia tenuis*, *Gervillia jenensis*, *Myophoria fallax* usw., sowie etwas höher die Rhizocorallium-Bank mit *Rhizocorallium jenense*, *Modiola triquetra*, *Cucullaea unduliformis* usw. Weniger fossilreich sind die Quarzitbänke des mittleren Röts, die hauptsächlich die für den Röt besonders leitende *Myophoria fallax* einschließen, an deren Stelle dann im oberen Röt *Myophoria vulgaris* tritt und zusammen mit *Modiola hirudiniformis*, *Gervillia mytiloides* sowie Turritellen die Fossilschichten dieses Horizontes charakterisiert.

In den übrigen Gebieten sind derartige Fossilhorizonte nur spärlich entwickelt: Für das westliche und südliche Thüringen sind vor allem im obersten Teile die Modiola- bezw. Myophoria-Kalke mit *Modiola hirudiniformis*, *Myophoria vulgaris*, *Gervillia socialis*, *Gervillia costata* usw. bezeichnend; am südlichen Harzrande ist zuweilen der Rhizocorallium-Dolomit ausgebildet, und am Rande des Sollings sowie auch in der Göttinger Gegend finden sich gelegentlich unmittelbar an der Basis des Röts Kalksandsteine und Mergel mit einer verhältnismäßig artenreichen Fauna, bestehend aus *Myophoria fallax*, *Myacites subundatus*, *Pleuromya Althausii*, *Pecten discites*, *Monotis Albertii*, *Modiola hirudiniformis*. Möglicherweise entsprechen diesem südhannoverschen Fossilhorizont an der Basis des Röts die im südlichen Thüringen in der Gegend von Themar und Hildburghausen im gleichen

Horizonte über dem Chirotheriensandstein auftretenden Sandsteine, die nach Pröscholdt vor allem *Myophoria fallax* enthalten.

Die salinische Facies des Röts erscheint zunächst oberflächlich durch die bekannten Steinsalzpseudomorphosen angedeutet, die vielfach die quarzitischen Platten und Sandsteine bedecken. In schichtenförmigem Verbande sind von ihr über Tage aber nur noch einzelne Gipslager vorhanden, von denen besonders die »unteren Gipse« nahe oder unmittelbar an der Basis einen konstanten Horizont des mittel- und norddeutschen Röts bilden. Dort, wo die liegenden Chirotherienschichten als reine Sandsteine ausgebildet sind, werden diese nicht selten direkt von den Rötgipsen überlagert. Ja zuweilen, wie am Heldrastein in Thüringen, kann auch der Chirotheriensandstein schon gipshaltig sein, und selbst die noch tiefer liegenden Bausandsteinbänke können im frischen Zustande, wie einzelne Tiefbohrungen bei Northeim im Leinetal zeigen, bereits ein Gipsbindemittel besitzen. Am Rande des Sollings dagegen, wo die oben erwähnten fossilführenden Kalksandsteine und Mergel gelegentlich entwickelt sind, bilden diese unter den Gipsen die unmittelbare Basis des Röts, und ihr Auftreten ist um so interessanter, als ihre rein marine Fauna darauf hinweist, daß sogleich nach Abschluß des Mittleren Buntsandsteins die Meeresüberflutung erfolgt ist. Außer diesen unteren Rötgipsen kommen aber auch noch in höheren Rötschichten gelegentlich Gipslager und »Knollengipse« vor, die oberflächlich bei vollständiger Auslaugung sog. »Gipsresiduen«, d. h. zellige, brecciöse und von sekundärem Kalk inkrustierte Mergellagen hinterlassen. Eine verstärkte Form dieser Gipsresiduen sind schließlich die Zellendolomite, die oft in großen Blöcken und stärkerer Anhäufung an Stelle der zerstörten Gipsmassen auftreten.

Wie oben schon angedeutet, stellen diese Gipslager nur die schwachen Überreste einstmals bedeutenderer salinischer Ablagerungen dar. Die erste Kunde von dem Vorhandensein von Rötsteinsalz brachten uns um die Mitte der 90er Jahre des vorigen Jahrhunderts die durch Zimmermann und Frantzen bekannt gewordenen Bohrungen bei Arnstadt, die ein 12—25 m mächtiges und Kalisalzschmitzen führendes Steinsalzlager an der Basis des

Röts erschlossen. Ihnen sind dann in den letzteren Jahren weitere Bohrungen im mittleren und nördlichen Deutschland gefolgt, welche auf der Suche nach Kalisalzen des Zechsteins zuweilen auch Röt-Steinsalzlager in wechselnder Mächtigkeit, vereinzelt mit unbedeutenden Kalisalzschnüren, durchsunken haben. Die bisher bekannt gewordene größte Mächtigkeit im Betrage von 250 m weist das Röt-Steinsalz des Leinetals bei Sudheim unweit Northeim auf, das hier zu unterst ebenfalls ein $1-1^1/_2$ m mächtiges karnallitisches Kaliflöz enthält und von dem folgenden Zechsteinsalzlager durch die Randverwerfung des Leinetalgrabens abgeschnitten wird. Alle diese bisher erschlossenen Rötsteinsalzlager, die nicht selten durch eine intensive Rotfärbung und Rotfleckung charakterisiert sind, liegen im untersten Röt, gehören also der Zone der »unteren Gipse« an, die in Form von Anhydrit über dem Chirotheriensandstein bezw. den Tonigen Grenzschichten des Mittleren Buntsandsteins das Fundament des Steinsalzes bilden.

Die obere Grenze des mitteldeutschen Röts ist scharf bestimmt durch die überall durchgehenden gelben dolomitischen Grenzkalke, über denen der Wellenkalk, beginnend zumeist mit einer krystallinen und konglomeratischen Kalkbank, folgt. Im östlichen Thüringen werden allerdings entgegen der sonstigen Gepflogenheit die gelben dolomitischen Kalke zusammen mit den grauen Kalkmergeln im Liegenden als »Cölestin-Schichten« bereits in den Wellenkalk gestellt, und zwar in Rücksicht auf die von ihnen eingeschlossene Muschelkalkfauna, während dieselben Modiola- und Myophoria-Schichten im westlichen Thüringen wegen der hier über ihnen in geringer Mächtigkeit entwickelten Rekurrenzzone bunter Mergel noch zum Röt gezogen werden.

Literaturverzeichnis.

Südliches Hannover und Nachbargebiete.

Ebert, Über die Art des Vorkommens und der Verbreitung von *Gervillia Murchisoni* Gein. im Mittleren Buntsandstein. Dieses Jahrb. f. 1888, S. 237.

v. Koenen, Über den Buntsandstein des Sollings. Dieses Jahrb. f. 1902, S. 610.

Grupe, Gebirgsbau und Stratigraphie des Homburgwaldes und Vogler's. Dieses Jahrb. f. 1902, S. 615.

v. Koenen, Über Kalksandstein-Konkretionen und fossilführende Kalke an der Basis des Röts. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Monatsber. 1905, S. 157.

Krusch, Beitrag zur Geologie des Beckens von Münster usw. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1909, S. 256.

Grupe, Zur Stratigraphie der Trias im Gebiete des oberen Wesertals. 4. Jahresber. d. Niedersächs. geol. Ver. 1911, S. 1 ff.

Erläuterungen zur Geol. Spezialkarte von Preußen. Lieferungen 27, 62, 71, 91, 100, 127, 152.

Südlicher und östlicher Harzrand.

Zimmermann, Einiges über die norddeutschen Kalisalzlager. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1904, Monatsber. S. 47.

Wüst, Die Fossilienführung des Mittleren Buntsandsteins der Mansfelder Mulde. Zeitschr. f. Naturw. 1907, S. 109.

Picard, Über den Unteren Buntsandstein der Mansfelder Mulde. Dieses Jahrb. f. 1909, I, S. 576.

Erläuterungen zur Geol. Spezialkarte von Preußen. Lieferungen 1, 3, 9, 16, 18, 19, 52.

Niederhessen.

Leppla, Über die Zechsteinformation und den Unteren Buntsandstein im Waldeckischen. Dieses Jahrb. f. 1890, S. 40.

v. Ammon, Über eine Tiefbohrung durch den Buntsandstein und Zechstein bei Mellrichstadt/Rhön. Geogn. Jahreshefte 1900, S. 149.

Blanckenhorn, Geologische Aufnahmen in der Gegend von Großenlüder, Salzschlirf, Fulda und Neuhof. Dieses Jahrb. f. 1908, II, S. 447.

H. L. F. Meyer, Frankenberger Zechstein und grobklastische Bildungen an der Grenze von Perm-Trias. Dieses Jahrb. f. 1910, I, S. 383.

Erläuterungen zur Geol. Spezialkarte von Preußen. Lieferungen 8, 23, 36, 45, 92, 116, 147, 171.

West- und Süd-Thüringen.

Loretz, Notizen über Buntsandstein und Muschelkalk in Süd-Thüringen. Dieses Jahrb. f. 1880, S. 137.

Frantzen, Über Chirotheriensandstein und die karneolführenden Schichten des Buntsandsteins. Dieses Jahrb. f. 1883, S. 347.

Pröscholdt, Über die Gliederung des Buntsandsteins am Westrande des Thüringer Waldes. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1887, S. 343.

Frantzen, Der Untere Buntsandstein in den Bohrlöchern bei Kaiserroda. Dieses Jahrb. f. 1894, S. 65.

Zimmermann, Über Ergebnisse zweier Tiefbohrungen bei Arnstadt i. Thür. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1895, S. 499.

Frantzen, Mitteilungen über Aufnahmen des Blattes Treffurt. Dieses Jahrb. f. 1897, S. XXXIX.

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

Erläuterungen zur Geol. Spezialkarte von Preußen. Lieferungen 30, 36, 37, 56, 64, 129.

Ost-Thüringen.

Zimmermann, Über Aufnahmen auf den Sektionen Saalfeld und Ziegenrück. Dieses Jahrb. f. 1884, S. LXVIII.

Passarge, Das Röth im östlichen Thüringen. Inaug.-Diss., Jena 1891.

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

Kolesch, Über Versteinerungen aus dem Mittleren Buntsandstein von Ostthüringen. Zentralbl. f. Min. 1903, S. 660.

Walther, Über die Fauna eines Binnensees in der Buntsandsteinwüste. Zentralbl. f. Min. 1904, S. 5.

Zimmermann, Über den Buntsandstein bei Saalfeld in Thüringen und über sandgeschliffene Gerölle in dessen Konglomeraten. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., Monatsber. 1907, S. 226.

Kolesch, Über die Grenze zwischen Unterem und Mittlerem Buntsandstein in Ostthüringen. Dieses Jahrb. f. 1908, I, S. 589.

Kolesch, Der Untere Buntsandstein auf Blatt Neustadt. Dieses Jahrb. f. 1911, I, S. 219.

Erläuterungen zur Geol. Spezialkarte von Preußen. Lieferungen 2, 12, 13, 17, 19, 28, 40, sowie Erläuterungen zur Neuauflage der Blätter Saalfeld, Jena und Naumburg.

Spessart.

Sandberger, Die Triasformation im mittleren Maingebiet. Gem. Wochenschrift 1882.

Frantzen, Über Tertiär und Buntsandstein am N.-Rande des Spessarts. Dieses Jahrb. f. 1888, S. 243.

Bücking, Der nordwestliche Spessart. Abhandl. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. N. F. 12, 1892.

Gümbel, Geologie von Bayern II, 1894.

Klemm und Chelius, Zur Gliederung des Buntsandsteins im Odenwald und Spessart. Notizbl. d. Ver. f. Erdkunde. Darmstadt. IV. Folge, Heft 15. 1894. S. 50.

Thürach, Bemerkungen über die Gliederung des Buntsandsteins im Spessart. Ber. über die Versamml. d. oberrh. geol. Ver. 1895, S. 44.

Erläuterungen zur Geol. Spezialkarte von Preußen. Lieferungen 49, 77.

Odenwald.

Eck, Zur Gliederung des Buntsandsteins im Odenwalde. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1884, S. 161.

Andreae, Normalprofil des Buntsandsteins bei Heidelberg. Mitt. d. Großherzogl. Bad. Geol. Landesanst., Bd. II, S. 347.

Klemm und Chelius, Zur Gliederung des Buntsandsteins im Odenwalde und Spessart. Notizbl. d. Ver. f. Erdkunde. Darmstadt. IV. Folge. Heft 15. 1894. S. 50.

Spitz, Über Fährten und Reste von Wirbeltieren im Buntsandstein des nördl. Baden. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1905. Monatsber. S. 392.

Erläuterungen zur Geol. Spezialkarte von Baden. Sektionen Neckargemünd, Heidelberg, Mosbach, Rappenau, Epfenbach.

Erläuterungen zur Geol. Spezialkarte des Großherzogtums Hessen. Sektionen Sensbach, Beerfelden, Michelstadt, Erbach, Brensbach, König, Neustadt, Gr. Umstadt, Babenhausen, Schaafheim, Birkenau.

Schwarzwald.

Eck, Geognostische Karte der Umgegend von Lahr mit Erläuterungen, 1884.

Schmidt, M., Labyrinthodontenreste aus dem Hauptkonglomerat von Altensteig im württembergischen Schwarzwald. Mitteil. d. Geol. Abt. d. Kgl. Württemberg. Statistischen Landesamts. 1907.

Schmidt, A., Über Fossilhorizonte im Buntsandstein des östlichen Schwarzwaldes. Mitteil. d. Geol. Abt. d. Kgl. Württemberg. Statistischen Landesamts. 1910.

Erläuterungen zur Geol. Spezialkarte von Baden. Sektionen Königsfeld, Niedereschach, Villingen, Triberg, Homberg, Schiltach, Gengenbach, Zell, Oberwalbach, Schenkenzell, Neustadt, Bonndorf, Donaueschingen, Furtwangen.

Erläuterungen zur Geol. Spezialkarte von Württemberg. Sektionen Enzklösterle, Simmersfeld, Nagold, Altensteig, Baiersbronn, Obertal-Kniebis, Freudenstadt, Schramberg.

Haardt.

Benecke, Über den Buntsandstein in der Gegend von Weißenburg. Mitteil. d. Kommission f. d. Geol. Landesuntersuchung von Elsaß-Lothringen 1888, S. IX.

Leppla, Über den Buntsandstein im Haardtgebirge. Geognost. Jahreshefte 1888.

Gümbel, Geologie von Bayern II, 1894.

Thürach, Die Gliederung des Buntsandsteins in der Rheinpfalz im Vergleich zu benachbarten Gegenden Süddeutschlands. Ber. über die Versamml. d. oberrh. geol. Ver. 94, S. 43.

Erläuterungen zur Geognostischen Karte von Bayern. Sektionen Zweibrücken und Speyer.

Erläuterungen zur Geologischen Karte von Elsaß-Lothringen. Sektionen Saareinsberg, Niederbronn, Rohrbach, Bitsch, Stürzelbronn, Lembach, Weißen, Wolmünster.

J. G. Bornemann, Über den Buntsandstein in Deutschland und seine Bedeutung für die Trias. Jena 1889.

Blanck, Über die petrographischen und Bodenverhältnisse der Buntsandsteinformation Deutschlands. Jahreshefte d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württemberg 1910, S. 408.

Über die Entstehung der Förden Schleswig-Holsteins.

Von Herrn **Felix Wahnschaffe** in Berlin.

Die Frage nach der Entstehung der Förden, dieser meist tief in die Ostküste Schleswig-Holsteins eingreifenden Meeresbuchten, hat die Gelehrten seit FORCHHAMMER mehrfach beschäftigt, aber erst durch die fortschreitende Erkenntnis in der Glazialforschung war die Möglichkeit gegeben, der Lösung dieser Frage näher zu kommen.

Schon C. ACKERMANN[1]) und F. E. GEINITZ[2]) haben, unter der Annahme, daß die ganze westliche Ostsee am Schlusse der Eiszeit noch ein Festland war, die Ansicht ausgesprochen, daß die Vertiefungen der Förden erst durch eine jungalluviale säkulare Landsenkung unter den Meeresspiegel geraten seien. Nach ACKERMANN sind die Förden Schleswig-Holsteins durch das Untersinken von Flußtälern unter den Meeresspiegel entstanden. GEINITZ hat später seine Ansicht dahin zusammengefaßt, daß das Litorinameer an der mecklenburgischen und holsteinschen Küste in Buchten und Flußmündungstrichter eingriff, die entstanden,

[1]) C. ACKERMANN, Beiträge zur physischen Geographie der Ostsee, Hamburg 1883, S. 120.

[2]) E. GEINITZ, Die Seen, Moore und Flußläufe Mecklenburgs usw., Güstrow 1886, S. 126.

als infolge der Landsenkung die See jene niedrig liegenden Gebiete überdeckte[1]).

Wesentlich andere Auffassungen über die Bildung der Förden vertrat demgegenüber H. Haas[2]), indem er sich darauf berief, daß die westliche Ostsee bereits in der Interglazialzeit und beim Beginn der letzten Vereisung vorhanden gewesen sei. Nach ihm stellen die Förden alte, vielleicht schon in der Präglazialzeit aus tektonischen Mulden hervorgegangene breite Talrinnen dar, deren Flüsse sich in der Interglazialzeit in der Richtung von West nach Ost in die Ostsee ergossen und in erster Linie die Ausarbeitung der Förden bewirkt haben. Durch das Inlandeis der letzten Vereisung, sowie durch die Tätigkeit der Meereserosion sollen dann die Förden ihre gegenwärtige Ausgestaltung erlangt haben. Das von Osten nach Westen vorrückende Inlandeis schloß infolge seiner aufstauchenden Wirkung die Förden an ihrem westlichen Ende durch Stauchungswälle ab und bewirkte, daß nun die Schmelzwasser von dem aufgestauchten Querriegel aus ihren Abzug nach Westen nehmen mußten. Nach Haas sind die Förden die Produkte der summierten Wirkungen der Erosionstätigkeit des fließenden Wassers, des Meereswassers und des Inlandeises.

In den letzten Jahren hat E. Werth[3]) wiederholt darauf hingewiesen, daß die Förden gleich den Fjorden Norwegens und

[1]) F. E. Geinitz, Die Eiszeit, S. 95 (Braunschweig 1906). — In einer kürzlich erschienenen Mitteilung über »Wallberge (Oser), Rückenberge (Drumlins) und Zungenbecken im nordöstlichen Mecklenburg« vertritt Geinitz jetzt die Ansicht, daß die breiten oberen Teile der mecklenburgischen NO-Täler, die (bis auf die Warnow) in das mecklenburg-pommersche Grenztal einmünden, als wannenförmige Zungenbecken aufzufassen seien, und daß die holsteinschen Förden als ertrunkene Zungenbecken bezeichnet werden können. (Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie 1912, Nr. 6, S. 167—169.)

[2]) H. J. Haas, Studien über die Entstehung der Förden (Buchten) an der Ostküste Schleswig-Holsteins, sowie der Seen und des Flußnetzes dieses Landes. (Mitt. aus dem Mineralogischen Institut der Universität Kiel 1888.)

[3]) E. Werth, Studien zur glazialen Bodengestaltung in den skandinavischen Ländern. Zeitschr. der Ges. für Erdkunde zu Berlin 1907, Heft 1 und 2. Fjorde, Fjärde und Förden. Zeitschr. für Gletscherkunde 1909, Heft 5. Zur Entstehung der Förden. (Eine Erwiderung.) Zeitschr. der Deutsch. geol. Ges. 1909. Briefl. Mitt. S. 401—404.

den Fjärden Schwedens durch ein beckenförmiges Bodenrelief ausgezeichnet sind, d. h. für sich oder zusammen mit den sie landeinwärts fortsetzenden Rinnen aus einem oder mehreren hintereinander liegenden, durch Schwellen von einander getrennten Becken bestehen. Er hat daher ihre Entstehung nicht auf fluviatile Erosion, sondern auf die Tätigkeit subglazialer Schmelzwasser zurückgeführt und besonders betont, daß die Förden wie alle typischen Glazialtäler ein ungleichmäßiges Sohlengefälle im Gegensatz zu echten Flußtälern besitzen. Er hält es für das Wahrscheinlichste, daß die Förden durch subglaziale, dem Eisrande zustrebende Schmelzwasserströme ausgefurcht sind und verhält sich ablehnend gegen die Beziehungen postglazialer Niveauschwankungen zur Entstehung der Fördenbuchten. Dieser Ansicht hat sich auch Gagel[1]) angeschlossen, fügt jedoch hinzu, daß damit noch nicht alle Eigentümlichkeiten der Förden erklärt und alle Schwierigkeiten beseitigt seien.

R. Struck[2]) hat sich 1904 gegen die Ansichten von Haas über die Entstehung der Kieler Förde gewendet und an den diluvialen Ablagerungen nachgewiesen, daß dort keine Schotter eines interglazialen Flusses vorliegen, sondern in normaler Weise ausgebildete Ausschlämmprodukte der Grundmoräne des letzten Inlandeises. Da sich das Eis während der Abschmelzperiode in Schleswig-Holstein von Westen nach Osten zurückzog, müssen die Schmelzwasser von Anfang an nach Westen geflossen sein, und nicht erst der Hornheimer Riegel südlich der Kieler Förde, sondern das im Osten lagernde Inlandeis zwang sie, sich westwärts einen Abfluß zu suchen. Struck hat damals die Fördentäler für ein Produkt der Erosionstätigkeit der subaërisch mit natürlichem Gefälle von Osten nach Westen fließenden Schmelzwasser der letzten Vereisung gehalten, die speziell bei der Kieler Förde mehrere zwischen Endmoränenstaffeln gele-

[1]) C. Gagel, Zur Geologie Schlewig-Holsteins. (Dieses Jahrb. f. 1909, Bd. XXX, Teil II, S. 236.)

[2]) R. Struck, Der baltische Höhenrücken in Holstein. (Mitt. d. Geographisch. Ges. und d. Naturhist. Museums in Lübeck. 2. Reihe, Heft 19, 1904, S. 58 ff.)

gene Staubecken nachträglich zu einem Becken vereinigten. Durch die Litorinasenkung gerieten die Täler der Förden unter den Wasserspiegel der Ostsee, wodurch auch die letzten Ausläufer der Fördentäler von der am Rande der Hügellandschaft belegenen Wasserscheide ab jetzt ein von Westen nach Osten sich neigendes Gefälle besitzen. Später hat STRUCK[1]) sich dahin geäußert, daß alle Fördentäler gleichzeitig sukzessive mit den Endmoränen bei dem Rückzuge des Eises von den Schmelzwässern ausgefurcht worden sind, aber nicht nur subaërisch, wie er bisher angenommen hatte, sondern daß sie, entsprechend den WERTH'schen Darlegungen, bereits unter dem Eise von den subglazial fließenden Schmelzwassern vorgebildet wurden, wobei die Schwellen verschiedenen Endmoränenstaffeln entsprechen sollen. Die erste Anlage der Täler aber soll auf tektonische Vorgänge in dem präquartären Gebirge zurückzuführen sein, wie HAAS bereits angenommen hat.

W. WOLFF[2]) hat die Förden wie WERTH als radiale Schmelzwasserrinnen bezeichnet. Er suchte jedoch das merkwürdige Ansteigen ihrer Talböden nach dem ehemaligen Eisrande dadurch zu erklären, daß er eine große subglaziale Entwässerung des baltischen Eisstromes nach Norden annahm. Die Förden wurden ihr schließlich tributär, indem die Schmelzwasser beim zunehmenden Abschmelzen des westlichen Eisrandes nicht mehr nach Westen über die Endmoräne hinweg, sondern nach Osten subglazial in die Tiefe strömten. Die Richtung des östlichen Gefälles der Förden wird von WOLFF nicht als Folge der Litorinasenkung angesehen, die nach Westen und Osten außerordentlich weit reichte und den Charakter einer großen einheitlichen Krustenbewegung hatte, inner-

[1]) R. STRUCK, Übersicht der geologischen Verhältnisse Schleswig-Holsteins. Festschrift des XVII. Deutschen Geographentages, Lübeck 1909, S. 142—144.

[2]) W. WOLFF, Über die Entstehung der schleswigschen Förden. Zeitschr. der Deutsch. geolog. Ges. 1909, Briefl. Mitt. S. 224—227. — In dem »Überblick über die geologische Entwicklung Schleswig-Holsteins in der Quartärperiode« (Heimat, Jahrg. 22, Heft 1) hat WOLFF seine Hypothese nicht aufrecht erhalten; er läßt sie jetzt aus Schmelzstromrinnen, Gletscherauskolkungen und zufällig entstandenen Niederungen hervorgehen.

halb welcher Teilbewegungen (Schollenverschiebungen) höchstens eine untergeordnete Rolle gespielt haben sollen. In seiner Erwiderung vertritt Werth die entgegengesetzte Ansicht, daß die subglazialen Schmelzwasserströme, in der Richtung der Druckentlastung dem Eisrande zustrebend, die Rinnen von Osten her ausgefurcht haben und unter dem Eisdrucke auch imstande waren, an den Endböschungen aufwärts auf die Sanderfläche zu fließen.

Auf dem geologischen Ausflug, der sich an den XVII. Deutschen Geographentag zu Lübeck anschloß, habe ich bei dem Besuche der Kieler und Flensburger Förde die Überzeugung gewonnen, daß es sich bei den Förden um untergetauchte Seen der hügeligen Moränenlandschaft handelt und bin seitdem zu folgenden Anschauungen gekommen: Die Fördenküste Schleswig-Holsteins ist durch das Zusammenwirken zweier Faktoren geschaffen, durch die Lage des seenreichen baltischen Höhenrückens unmittelbar an der westlichen Ostsee und durch das Untertauchen des formenreichen Küstengebietes während der Litorinasenkung. Daß ohne den schleswig-holsteinschen Höhenrücken die Fördenküste nicht vorhanden wäre, können wir daraus folgern, daß sie östlich von Mecklenburg, wo der baltische Höhenrücken der deutschen Ostseeküste fern bleibt, vollständig fehlt. Auch die sich zunächst anschließende Boddenküste Vorpommerns und Rügens hat einen durchaus anderen Charakter. Die postglaziale Senkung der Fördenküste läßt sich sowohl durch die morphologischen Verhältnisse als auch durch bestimmte geologische Vorkommnisse sicher nachweisen und als Litorinasenkung bestimmen.

Gegen diese meine Auffassungen hat Gagel[1]) kürzlich verschiedene Einwände vorgebracht, wobei er meine Ansichten unvollständig wiedergegeben hat. Er meint, die »ganz unverkennbare Talform« widerstreite auf das entschiedenste der Annahme, daß

[1]) C. Gagel, Fortschritte in der Erforschung Schleswig-Holsteins. (Geologische Rundschau 1911, Bd. II, Heft 7, S. 428.) — Dasselbe als: Neuere Fortschritte in der geologischen Erforschung Schleswig-Holsteins. (Schriften des Naturwissenschaftl. Vereins f. Schleswig-Holstein, Bd. XV, Heft 2.)

die Förden einer zufälligen Aneinanderreihung von Grundmoränenseen und der Litorinasenkung ihre Entstehung verdanken. Nun habe ich aber keineswegs nur von Grundmoränenseen gesprochen, sondern in dem Aufsatz »Anzeichen für die Veränderungen des Klimas seit der letzten Eiszeit im norddeutschen Flachlande«[1]) gesagt: »Die Förden Schleswig-Holsteins sind gesenkte Seen und Seenketten der formenreichen Grund- und Endmoränenlandschaft, die durch das Meer erweitert und miteinander verbunden worden sind. Wo die Küste vorwiegend flach und einförmig war, wie in Hinterpommern, konnte die Senkung auch keine mannigfaltigen Formen hervorrufen«. Später habe ich diese Ausführungen noch folgendermaßen ergänzt: »Erst die Litorinasenkung führte an der Ostküste Schleswig-Holsteins, wo der baltische Höhenrücken unmittelbar an die Ostsee herantritt, zur Bildung der Förden aus den gesenkten Seen und Seenketten, die durch das Meer erweitert und miteinander verbunden wurden. Die Förden weisen daher auch recht mannigfaltige Formen auf und geben dadurch zu erkennen, daß sie aus verschiedenen Typen unserer baltischen Seen (Grund- und Endmoränenseen, schmaleren und breiteren Rinnenseen) hervorgegangen sind«[2]).

Daraus geht klar hervor, daß ich die häufig zu Seenketten vereinigten Rinnenseen ebenfalls zu den Seen rechne, aus denen die Förden entstanden sind, und zwar in erster Linie, wie ich hier noch besonders hervorheben will. Die gleichförmigen Rinnenseen sind bekanntlich — neben den Grundmoränenseen von mannigfaltigem Umriß und wechselnder Bodenform — der verbreitetste Seentypus auf dem baltischen Höhenrücken, was GAGEL selbst betont hat, und sind auch im mittleren Teile Norddeutschlands, wo die Grundmoränenseen mehr und mehr zurücktreten, noch zahlreich vorhanden. Die talähnliche Form der Rinnenseen, die aus ihrer Aneinanderreihung zu Seenketten entsteht, ist daher nicht nur gewissen Förden eigen, sondern kann überall in Nord-

[1]) Zeitschr. der Deutsch. geolog. Ges. 1910, S. 276—278.

[2]) F. WAHNSCHAFFE, Über die Gliederung der Glazialbildungen Norddeutschlands und die Stellung des norddeutschen Randlösses. (Zeitschr. f. Gletscherkunde 1911, Bd. V, S. 337.)

deutschland beobachtet werden, wo diese typischen glazialen Schmelzwasserrinnen vorkommen, die teils vor, teils unter dem abschmelzenden Eise entstanden sind. Ich erinnere hier nur an die langgestreckte Kette der Gamenseen mit den dazu gehörigen Talverbindungen und trennenden Schwellen, die sich über die Meßtischblätter Wölsickendorf, Prötzel und Strausberg in der Mark Brandenburg hinzieht, und an die Seenkette des Grunewalds, die im Kleinen ebenfalls ein charakteristisches Beispiel einer glazialen Schmelzwasserrinne ist. Wenn Gagel ferner sagt, »daß aber Förde und Fördental ein einheitliches Gebilde sind, und daß die Fördentäler nicht später durch postglaziale Erosionswirkungen entstanden sind, ergibt der Augenschein«, so hat er damit wohl meine Bemerkung gemeint, daß die untergetauchten Seen und Seenketten durch das Meer erweitert und miteinander verbunden worden sind, was auf die Mündungen der Förden zu beziehen ist. Über postglaziale Erosionswirkungen auf die oberhalb der Förden gelegenen Fördentäler, die talartigen Fortsetzungen der Förden, habe ich mich garnicht geäußert. Die Ausführungen Gagel's über die Entstehung der glazialen Schmelzwasserrinnen widerlegen also meine Ansichten über die Entstehung der Förden in keiner Weise, denn die glazialen Rinnenseen Schleswig-Holsteins entstanden während des Rückzuges der letzten Vereisung, lange vor der Ausbildung der Fördenküste durch die postglaziale Litorinasenkung.

Was Gagel's Ansicht betrifft, daß alle Förden die ganz unverkennbare Talform der Rinnenseen zeigen, so möchte ich darauf hinweisen, daß Werth's Schema der radial angeordneten Schmelzwasserrinnen durchaus nicht auf alle Förden paßt, sondern daß wirklich verschiedene Typen zu erkennen sind. So kann z. B. die Flensburger Förde mit ihrem z. T. buchtenreichen Umriß und ihren beiden senkrecht auf einander stoßenden Teilen nicht als ursprünglich einheitlicher Rinnensee aufgefaßt werden[1]). Ferner

[1]) Anmerkung während des Druckes. Von der Richtigkeit meiner Auffassung habe ich mich bei einer Befahrung und Begehung des westlichen Ufers der Flensburger Förde im August dieses Jahres von neuem überzeugen können. Die mit Oberem Geschiebemergel bedeckte wellige Grundmoränenlandschaft taucht unter den Wasserspiegel der Förde unter und tritt in den beiden Ochseninseln bei Süderhaff wieder zu Tage.

haben verschiedene Förden breite beckenförmige Teile, so die Augustenburger Förde, der dänische nordöstliche Koldingfjord und der Horsensfjord mit seinen vorgelagerten Inseln.

Ich komme nun zur »sogenannten« Litorinasenkung, wie Gagel[1]) sie nennt, da sie von ihm als ein großes allgemeines Phänomen an der deutschen Ostseeküste nicht anerkannt wird und in keinem wesentlichen Zusammenhang mit dem Fördenproblem stehen soll. Vielmehr soll sie, wenn sie überhaupt eingetreten ist, sicher nur eine sehr geringe Bedeutung und ein geringes Ausmaß besessen haben. Doch hat er seine Ansichten in bezug auf den angeblich geringen Senkungsbetrag schon erheblich modifiziert. Nachdem er im Jahre 1909 nur im alleräußersten Falle nördlich von Lübeck[2]) eine Senkung von etwa 5 m zugestehen wollte, will er schon 1910 eine lokale Senkung von allerhöchstens 20 m annehmen (Oderbank 14 — vielleicht 20 m, Kiel 14—17 m, Travemünde mindestens und höchstwahrscheinlich auch wirklich nur 12 m, Rostocker Heide, Terrassenverbiegung 18 m, Rügen höchstens 10 m)[3]). Es soll sich aber nur um durchaus lokale, von einander unabhängige und in ganz verschiedenem Ausmaß erfolgte Senkungen handeln, um unregelmäßige kleine Schollenbewegungen, die nicht alle gleichmäßig aufgetreten sind.

Für diese letztere Ansicht beruft sich Gagel[4]) in erster Linie auf das Vorkommen der Buche in der submarinen Torfschicht an der Flensburger Förde. Diese Schicht ist jedoch wissenschaftlich gar nicht untersucht, die Fundangaben beruhen lediglich auf Mitteilungen des Baggermeisters. Der Torf liegt 8 m tief, bei einer Wassertiefe von 4 m unter 4 m Sand, Ton und Mudde und enthält Blätter, Früchte und Holz. »Unter den Früchten sollen sich auch Bucheneckern befunden haben, was nach den bisherigen Erfahrungen nicht zu der tiefen Lage und dem Alter der Schicht

[1]) Geologische Rundschau, Bd. II, Heft 7, S. 427.

[2]) Zur Geologie Schleswig-Holsteins. Dieses Jahrb. f. 1909, Teil II, Heft 2, S. 248.

[3]) Gagel, Die sogenannte Ancylushebung und die Litorinasenkung an den deutschen Ostseeküsten. Dieses Jahrb. f. 1910, I, S. 222.

[4]) Ebenda, S. 219—220.

stimmen würde, ferner Eicheln. Unter den Hölzern will man Hainbuchen und Eichenholz erkannt haben. Die Torfschicht ist mit $10^1/_2$ m Tiefe noch nicht durchteuft, das Liegende ist daher unbekannt. Ich rechne den Torf zu den Prälitorinabildungen«, schreibt Wolff[1]). Dagegen folgert Gagel aus dem angeblichen Vorkommen von Bucheneckern, die unverkennbar seien, daß die Senkung in der Flensburger Förde erst später als die sonstige Litorinasenkung und zwar ganz erheblich später, nach dem Erscheinen der Buche, eingetreten sei. Die postglaziale Einwanderung der Buche hat allerdings wahrscheinlich erst um die Mitte der Litorinazeit begonnen, sodaß, wenn wirklich Buchenreste in dem Torf vorhanden gewesen sein sollten, die Senkung in die zweite Hälfte der Litorinazeit zu setzen wäre. Da aber, wie schon erwähnt, das Vorkommen der Buche in dem erwähnten submarinen Torf noch keineswegs sicher nachgewiesen ist, müssen wir es vorläufig noch mit einem Fragezeichen versehen. Jedenfalls aber müßte die Flensburger Torfschicht nicht zu den Prälitorinabildungen, sondern zu den limnischen Bildungen der Litorinazeit gerechnet werden.

Die postglazialen Verhältnisse der Kieler Förde sind bekanntlich von Weber[2]) eingehend untersucht. Nach ihm war dieses Gebiet ursprünglich eine Süßwasserlandschaft mit einer Reihe von Süßwasserseen, die erst durch die Litorinasenkung unter den Meeresspiegel geriet. Gagel glaubt jedoch, daß hier eine sehr frühe Senkung eingetreten sei, die sehr lange vor der Überflutung durch das Litorinameer begonnen habe. Nach meiner Auffassung ist aber der Beginn der Senkung der inneren Kieler Förde mit dem Anfang der Litorinasenkung gleich zu setzen. Diese äußerte sich in dem Gebiet der küstennahen Binnenseen anfangs nur durch ein Steigen des Wasserspiegels infolge veränderter Abflußverhältnisse, wodurch die frühneolithische Be-

[1]) Wolff, Bericht über die Exkursionen nach Langenfelde und nach Flensburg, Sonderburg und Steensigmoos (Halbinsel Broacker). Zeitschr. der Deutsch. geolog. Ges. 1909. Briefl. Mitt. S. 445.

[2]) C. A. Weber, Über Litorina- und Prälitorinabildungen der Kieler Förde. (Engler's Botanische Jahrbücher. 35. Band, 1. Heft, 1904.)

völkerung, die an den Seeufern wohnte, gezwungen wurde, ihre Wohnplätze aufzugeben. Auch WEBER nimmt zunächst eine Überflutung mit süßem Wasser an. Es begann eine zunehmende Versumpfung des früher bewohnbaren Geländes, das sich mit einem Erlenbruchwald bedeckte. Die Senkung der ehemaligen Süßwasserlandschaft im Gebiete der Kieler Förde ist daher mit der beginnenden Litorinasenkung sehr gut in Einklang zu bringen. Die unter dem Bruchwaldtorf unmittelbar über dem Geschiebesand gefundenen frühneolithischen Artefakte (WEBER's Profil I) gehören noch dem Ende der Ancyluszeit an, der Bruchwaldtorf dagegen, in dem WEBER außer Erlen auch Reste von Birken, Pollen von Kiefern, Linden und Eichen nachgewiesen hat, ist nach meiner Ansicht bereits dem Beginn der Litorinazeit zuzurechnen. Im Profil IV ist eine Senkung von 14,10 m nachgewiesen. Die tiefe Lage des Brackwassertorfes im Profil III (17,2—17,9) vor der Schwentinemündung möchte WEBER durch eine Verwerfung erklären, weil derselbe Torf im Profil I, 100 m von Profil III entfernt, 9 m höher liegt. Ich halte es jedoch für möglich, daß die Oberflächenformen des Geschiebesandes hier ursprüngliche Unregelmäßigkeiten aufgewiesen haben.

Die Verhältnisse bei Travemünde sind von P. FRIEDRICH[1]) auf Grund von Tiefbohrungen erforscht, die ganz ähnliche Resultate wie bei Kiel ergeben haben. GAGEL will jetzt, wie schon erwähnt, bei Travemünde eine Senkung von mindestens 12 m zugeben, wobei er hinzufügt, daß der nachgewiesene Minimalbetrag von 12 m auch annähernd dem wirklichen Betrage der Senkung im Untertravegebiet entspreche. Zu der 1905 veröffentlichten Bohrung bei der Villa Possehl in Travemünde, wo unter angeschwemmtem Seesand und grünlichem Ton in einer Tiefe von — 11,10 m Waldtorf gefunden wurde, der Reste von Erlen, Pollen von Birke, Linde und Eiche enthielt, sowie zu einigen älteren Bohrungen auf dem Priwall sind jetzt eine Reihe neuer Bohrungen auf dem Priwall hinzugekommen, die 1911 ausgeführt und unter-

[1]) P. FRIEDRICH und H. HEIDEN, Die Lübeckischen Litorinabildungen. (Mitteil. der Geographischen Gesellschaft und des Naturhist. Museums in Lübeck. Heft 20, 1905.)

sucht worden sind. In der kürzlich erschienenen Abhandlung von Friedrich und Heiden[1]) über »die Litorina- und Prälitorinabildungen unter dem Priwall bei Travemünde« sind die Resultate dieser eingehenden Untersuchungen mitgeteilt. Unter jüngerem Seesand und Litorinatonen sind in mehreren Trockenbohrungen in Kalk- und Torfmuddeschichten von Weber limnische Süßwasserablagerungen verlandender Seen nachgewiesen, die an Baumresten vorwiegend Kiefer, ferner Erle und Birke enthalten. Pollenkörner der Eiche sind sehr spärlich. Die Landsenkung beträgt nach Weber hier allermindestens 21 m. Während Friedrich anfangs einen Senkungsbetrag von 50 m, später von 30 m[2]) angenommen hatte, schließt er sich jetzt auf Grund der neuen Tiefbohrergebnisse Weber's Auffassung an.

Die tiefen Depressionen des Untertravegebietes, in denen 1909 auf dem Priwall bei Villa Potente unter den Litorinaschichten noch Süßwasserbildungen (Tone und Sande mit Süßwasserconchylien) bis zu — 48 m erbohrt worden sind, habe ich dadurch erklärt, daß hier in der Ancylus-Zeit ein von der Ostsee noch abgeschlossenes, in sich zusammenhängendes Seengebiet[3]) der Moränenlandschaft vorhanden war, das erst durch die Litorinasenkung mit dem Meere in Verbindung trat. Eine bis auf 50 m Tiefe herabgehende Flußerosion während der Ancylus-Zeit, die Friedrich früher bei entsprechend höherer Lage des lübeckischen Küstengebietes angenommen hatte, gegen die jedoch verschiedene Schwellen im Bett der Untertrave sprechen, wird durch diese Erklärung überflüssig gemacht. Gagel's Ansicht, daß die Untertrave aus einer Schmelzwasserrinne des Endmoränengebietes hervorgegangen sei, steht mit meiner Auffassung von dem früheren Vorhandensein eines zusammenhängenden Seengebietes in keinem Widerspruch, wenn ich auch für möglich halte, daß auch noch andere Seenformen in der Moränenlandschaft bei Travemünde vorhanden gewesen sind. Dagegen hat

---

[1]) Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft und des Naturhistorischen Museums in Lübeck. 2. Reihe. Heft 25, 1912.

[2]) P. Friedrich, Der geologische Aufbau der Stadt Lübeck und ihrer Umgebung, Lübeck 1909, S. 54.

[3]) Zeitschrift d. Deutsch. geolog. Ges. 1910, S. 278.

er die Bedeutung der Litorinasenkung für die Entstehung der Förden, ebenso wie Werth, von Anfang an verkannt, weil er die tiefe Lage der Förden hauptsächlich durch ihre subglaziale Entstehung erklären zu können meinte. Nach Gagel ist die Untertrave keineswegs ein einfaches »ertrunkenes« Flußtal, sondern eine unzweifelhafte Schmelzwasserrinne, die in umgekehrter Richtung erodiert ist. Die Konsequenz, daß sie eine ertrunkene Schmelzwasserrinne ist, hat er jedoch nicht gezogen. Er ist auch jetzt noch der Ansicht, daß die Litorinasenkung an dem Bilde und der orographischen Situation der Förden nichts Wesentliches mehr geändert habe.

Für Gagel[1]) ist der Limfjord in Nordjütland ein Beispiel dafür, daß ein an der Küste gelegener Süßwassersee durch einen Einbruch des Meeres infolge gewaltiger Sturmfluten dauernd mit dem Meere in Verbindung treten kann, ohne daß eine Senkung der Küste stattgefunden hätte, wie es sich am Limfjord vor 100 Jahren tatsächlich ereignet habe. Aber mit demselben Recht können wir dieses Fjordgebiet als Beweis für wiederholte postglaziale Niveauschwankungen in den Küstengebieten anführen, denn nach den Untersuchungen der dänischen Geologen folgte auf die ansehnliche spätglaziale Senkung des nördlichen Jütland am Ende der Yoldiazeit eine Hebung, durch welche in der Ancyluszeit eine Landbrücke zwischen Jütland und Schleswig-Holstein über die dänischen Inseln nach Südschweden geschaffen wurde. Später trat die Senkung der Tapeszeit ein, die der Litorinazeit der Ostsee entspricht. »Der nordöstliche Teil von Jütland senkte sich zum zweiten Male unter seine jetzige Lage — jedoch nicht so tief wie in der Spätglazialzeit — und der nördlich des Limfjords gelegene Teil des Landes wurde in eine Anzahl von Inselchen aufgelöst[2]).« Schließlich wurde noch vor dem Ende der Steinzeit im nordöstlichen Dänemark die Senkung durch eine erneute letzte Hebung abgelöst.

Über die Senkung des Nordseegebietes geben die eingehen-

[1]) Die sogenannte Ancylushebung usw. S. 217.

[2]) N. V. Ussing, Dänemark S. 26 (Handbuch der Regionalen Geologie. Heidelberg 1910).

den Untersuchungen von F. Schucht[1]) Aufschluß. Danach bestehen die tiefsten Alluvialbildungen der deutschen Nordseeküste vielfach aus Waldmooren, unter denen Geschiebemergel erbohrt wurde. Hieraus folgert er, daß hier im Untergrunde der Marschen eine um mehr als 20 m gesunkene Geestlandschaft vorliegt, die in der Litorinazeit unter den Meeressedimenten begraben wurde. Diese Senkung ist jedoch seit mehr als 2000 Jahren zum Stillstand gekommen.

Für eine postglaziale Senkung der Ostseeküste spricht auch die Boddenküste in Vorpommern und Rügen, worauf schon mehrfach hingewiesen ist. So ist schon R. Credner[2]) zu der Erkenntnis gelangt, daß sowohl die das Eiland Rügen durchziehenden, als auch die dasselbe von dem Festlande trennenden Meeresteile von der Erosion unabhängige Bildungen sind und zwar der Hauptsache nach ursprünglich vorhandene Einsenkungen repräsentieren, welche unmittelbar aus der Konfiguration des von Moränenmaterial der jüngeren Eiszeit aufgebauten Bodens hervorgegangen und später von der Ostsee überflutet und in deren Bereich einbezogen worden sind. Penck[3]) nennt die Förden Schleswig-Holsteins die unter das Meer getauchten rinnenförmigen Seetäler, die Bodden Vorpommerns die untergetauchten rundlichen Wannen der Seenplatte.

Einen anderen Standpunkt nimmt dagegen Werth[4]) ein. Er findet es auffallend, daß die Fördenbuchten auf die westliche Küste der Ostsee beschränkt erscheinen und nicht auf die aus ganz gleichartigen Ablagerungen bestehende Südküste übergehen. Die Ursache hierfür soll in den starken Veränderungen liegen, welche diese Küste in nachglazialer Zeit durch die von West- und Nordwestwinden beherrschten Strömungen erfahren hat. Vorspringende Landspitzen wären dabei abgetragen und das Schutt-

[1]) F. Schucht, Über die säkulare Senkung der deutschen Nordseeküste. Jahresber. der Männer vom Morgenstern, Jahrg. XI. Hannover 1910. — Die Entstehung der ostfriesischen Inseln. 4. Jahresber. des Niedersächs. Vereins 1911, S. 140.

[2]) R. Credner, Rügen. Eine Inselstudie, S. 93. (Stuttgart 1893.)

[3]) A. Penck, Die Erdoberfläche (Geographisches Handbuch von A. Scobel, Bielefeld und Leipzig 1909. 5. Auflage. I. Bd. S. 184).

[4]) E. Werth, Das Eiszeitalter. Leipzig, G. J. Göschen 1909, S. 107—108.

material vor die Einbuchtungen geworfen. Nach meiner Ansicht liegt jedoch der Grund für die verschiedenartige Ausbildung der Ostseeküste in den ursprünglich verschiedenen Oberflächenformen der Küstengebiete, die nur im Westen und Südwesten durch den baltischen Höhenrücken eine reiche Gliederung besitzen und nach Osten zu immer einförmiger werden, weil hier die flachwellige und ebene Grundmoränenlandschaft an die Küste herantritt.

Bei den Bodden ist das Meer nicht in tiefe Seen des baltischen Höhenrückens, sondern in Niederungen der flach welligen Grundmoränenlandschaft und in alte Talzüge eingedrungen. Daraus entstanden der Saaler und Bodstedter Bodden, der Barther Bodden, der Grabow und die vielen Bodden und Wieks, welche die Insel Rügen umgeben und in sie eingreifen. Auch das Achterwasser der Insel Usedom und der Kamminer Bodden gehören noch hierher, denn die Inseln Usedom und Wollin sind erst durch die Litorinasenkung vom Festlande abgetrennt. Der Kleine Jasmunder Bodden mit seinen verschiedenen Halbinseln macht ganz den Eindruck einer untergetauchten welligen Moränenlandschaft mit flachen Depressionen. Auch der westliche Teil des eben erwähnten an der Nordsee gelegenen Limfjords hat ausgesprochenen Boddencharakter. Nach der Litorinasenkung, auf die eine geringe Hebung folgte, wurden die Bodden von den durch Küstenströmungen gebildeten Nehrungen von dem Meere wieder abgeschlossen. Die schmale Heide und die Schabe Rügens sind charakteristische Beispiele dafür.

Die von H. Spethmann[1]) herausgegebene Tiefenkarte der Beltsee läßt eine vergleichsweise junge Überflutung dieses Gebietes ebenfalls klar hervortreten und zeigt, daß die westliche Ostsee ein außerordentlich reich entwickeltes Gelände gegenüber dem Boden der Ostsee und dem des Kattegats hat und mehr die Züge des Festlandes als des Meeres zur Schau trägt, wie Spethmann in seinem Begleitwort sagt. Die schon erwähnte breite Landbrücke der Ancyluszeit findet daher auch in den morphologischen Verhältnissen der westlichen Ostsee eine starke Stütze.

[1]) H. Spethmann, Tiefenkarte der Beltsee (Petermann's Geographische Mitteilungen, 1911, II, Heft 5).

Zum Schluß möchte ich noch einmal hervorheben, daß die Fördenküste Schleswig-Holsteins zur Ancyluszeit noch nicht existiert haben kann, sondern erst durch die Litorinasenkung entstanden ist, die mit einem Senkungsbetrage von mindestens 20 m ohne Zweifel sehr wesentliche Veränderungen an der Küste Schleswig-Holsteins hervorgerufen hat. Sie schuf aus den untertauchenden großen Binnenseen der formenreichen Grund- und Endmoränenlandschaft des baltischen Höhenrückens tief in das Land eingreifende Meeresbuchten, die Förden. Hieraus ergibt sich folgende Definition: Förden sind ertrunkene Seen an den Küsten formenreicher glazialer Aufschüttungsgebiete.

Berlin, den 9. Mai 1912.

Wissenschaftliche Ergebnisse einer Erdölbohrung bei Holm in Nordhannover.

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

Im Jahre 1910 beobachtete Herr Rittergutsbesitzer EGGEMANN in Holm (Gradabt. 24, Nr. 46) bei Ausbesserungsarbeiten in dem Keller seines Hauses eine zähflüssige, schwarze Masse, die auf dem Grundwasser schwamm. Bei der in Hannover vorgenommenen Untersuchung dieser Masse stellte sich heraus, daß eine erdölartige Substanz vorlag. Eine Versuchsbohrung, welche auf Anraten von Herrn Bezirksgeologen Dr. STOLLER im Gutspark nahe dem Hause durch die Niederländisch-Deutsche Petroleumgesellschaft niedergebracht wurde, lieferte einige Ergebnisse, die bei der Seltenheit tieferer Aufschlüsse in der dortigen Gegend in mancherlei Hinsicht bemerkenswert sind, und von denen im Folgenden die Rede sein soll. Herrn Rittergutsbesitzer EGGEMANN, der die Bohrung überwachte und die zu Tage geförderten Fossilreste eifrig sammelte, gebührt Dank dafür, daß er die Veröffentlichung dieser Ergebnisse gestattete und durch Überlassung des Bohrregisters und der sämtlichen Bohrproben förderte.

Die Bohrung wurde nach freundlicher Mitteilung meines Kollegen STOLLER auf einer Talsand-Terrasse des Seeveflüßchens etwa in + 33 m N.N. angesetzt und mittels Spülung ausgeführt. Sobald es das Gebirge gestattete, wurden aber Meißelproben entnommen, von denen mir namentlich aus dem Mitteloligocän größere Mengen zur Untersuchung vorlagen.

Das durchbohrte Profil gestaltet sich auf Grund der Proben, des Bohrjournals und der ergänzenden Mitteilungen STOLLER's folgendermaßen:

Diluvium	Von	0 — 2 m	Sand, nach Stoller Talsand
	»	2 — 7 »	Geschiebemergel mit Lehmdecke
	»	7 — 10,6 »	kalkarmer Sand und Kies
	»	10,6— 15,9 »	schwach kalkiger, mittelgrober Sand mit Braunkohleresten
	»	15,9— 16,9 »	Kies
	»	16,9 — 27,5 »	kalkarme, z. T. grobe, z. T. glimmerreiche Sande mit Braunkohlespuren; bei 26 m Ölspuren
Untermiocän	»	27,5— 30 »	Glimmersand mit Braunkohleresten und Bänkchen von kalkfreiem Glimmerton
	»	30 — 30,2 »	Bänkchen von kalkfreiem dunklen feinsandigen Glimmerton
	»	30,2— 50 »	kalkfreier z. T. glimmeriger Sand mit Braunkohlespuren und einer Glimmertonbank (von 32,2—37,7 m); bei 47 m Ölspuren
	»	50 — 60 »	Quarzsand und -Kies; bei 54 m Ölspuren
	»	60 — 80 »	feiner Quarzglimmersand
	»	80 — 85 »	glimmerige Quarzsande mit Braunkohleresten; bei 83 m starke Ölspuren
	»	85 — 95 »	mittelgrobe Quarzsande
	»	95 —110 »	kalkfreie, z. T. sehr feine Quarzglimmersande
	»	110 —126 »	grobe Quarzsande; Ölspuren bei 112 und 120 m, an letzterer Stelle »starke«
	»	126 —127 »	kalkfreier schwarzer Glimmerton
Schichten zweifelhaften Alters	»	127 —137 »	kalkreicher, etwas toniger Feinsand mit bituminösem Geruch
	»	137 —157 »	kalkfreier, z. T. glimmerreicher Feinsand; bei 146 m Ölspuren zwischen »harten Schichten« (siehe weiter unten)
	»	157 —167 »	kalkiger, etwas toniger, fossilleerer Feinsand
	»	167 —177 »	fossilleerer, kalkfreier Feinsand
Oberoligocän	»	177 —198,3 »	kalkiger, feinsandiger Ton mit unbestimmbaren Fossilspuren
	»	198,3—210,7 »	kalkarmer, glaukonitischer, toniger Sand mit Toneisensteinknollen und z. T. wohlerhaltenen Fossilien. Schwachsalziges Wasser
	»	210,7—216,3 »	dunkler kalkig-sandiger Ton mit Fossilien; bei 213 m stärkere Ölspuren
Mitteloligocän	»	216,3—339,2 (?354,5) m	helle kalkige Tone mit Schwefelkies, Septarien und Fossilresten (letztere etwa bis 329 m). Bei 217 m Ölspuren. Bei 339,2 m eine Schicht von grobem, z. T. durch Schwefelkies verkitteten Sand u. a. mit grünlichen und rötlichen Quarzkörnern; tiefer anscheinend derselbe Ton wie im Hangenden.

Von einer Besprechung der Diluvialschichten glaube ich absehen zu müssen, bis durch die Kartierung des Blattes Holm eine sichere Unterlage erlangt ist. Hinsichtlich des Tertiärs wäre Folgendes zu bemerken:

Unmittelbar unter dem 27,5 m mächtigen Diluvium folgt bis zu 127 m Tiefe die braunkohlenführende Abteilung des Miocäns, das Untermiocän, in derselben Entwicklung, wie sie z. B. in dem benachbarten Buchholz in der Bohrung auf der Rütgers'schen Fabrik[1]) oder in zahlreichen Bohrungen der Hamburg-Bergedorfer Gegend[2]) angetroffen ist. Braunkohlenflöze sind anscheinend in der Holmer Bohrung nicht durchsunken.

Die von 127—177 m folgende Schichtenreihe bietet der Deutung große Schwierigkeiten, einmal wegen des an dieser Stelle ungewöhnlichen Auftretens sehr kalkiger Einlagerungen und dann wegen des Fossilmangels, denn es gelang nicht, aus den an dieser Stelle gerade sehr geringen Probenmengen durch Abschlemmen irgend ein Fossil festzustellen. Dem Untermiocän sind in jener Gegend sonst derartige kalkigen Feinsande fremd; wenn kalkig-tonige Sande in diesem Horizont beobachtet wurden, wie z. B. in der Bohrung XIV des Hamburger Wasserwerks bei Ladenbek unweit Bergedorf, so traten stets gleichzeitig Schalreste auf und bewiesen, daß es sich um marine Einschaltungen in dem sonst vorwiegend fluviatilen Untermiocänkomplex handle[3]). Die mit den kalkigen Schichten abwechselnden kalkfreien z. T. glimmerigen Feinsande könnten dagegen ohne Weiteres als untermiocän angesprochen werden.

Der Schichtenkomplex von 177—126,3 m dürfte in der Hauptsache dem marinen Oberoligocän zuzurechnen sein, obgleich bestimmbare Fossilreste erst von 198,3 m ab festzustellen waren, während unbestimmbare Fossiltrümmer schon von 177 m an auftraten. Mit der Tiefenangabe: 210—220 m, also im Wesentlichen aus diesem Horizont und wohl nur durch das Spülverfahren z. T. noch etwas tiefer verschleppt, liegen folgende bestimmbaren Fossilien vor:

[1]) Erläuterungen zu Blatt Hittfeld S. 6.
[2]) Erläuterungen zu Blatt Bergedorf, S. 10.
[3]) Erläuterungen zu Blatt Bergedorf, S. 10.

Balanus zonalis Münst., zwei bis 20 mm lange Schalteile, welche entweder das Laterale oder das Carinolaterale darstellen, mit kräftigen Radien, aber abgebrochenen, jedenfalls dünnen Alae[1]).

Aporrhais speciosa Schloth. sp., mehrere beschädigte Stücke.

Murex Deshayesi Nyst, ein etwas beschädigtes Jugendexemplar.

Murex pereger Beyr., ein etwas beschädigtes jugendliches Stück.

Fusus elongatus Nyst, zwei leidlich erhaltene Stücke.

Fusus elegantulus Phil., ein gut erhaltenes Stück der von Koch und Wiechmann (Meckl. Archiv 25, S. 22) erwähnten, vom Typus durch kräftiger entwickelte Längsrippen und vermehrte Spiralstreifen abweichenden Form.

Fusus elegantulus Phil. var. *tricarinata* Koch und Wiechm., zwei z. T. beschädigte Exemplare.

Mitra Philippii Beyr., ein gut erhaltenes Stück.

Ancillaria obsoleta Brocc., drei Gewindespitzen.

Cancellaria subangulosa Wood, ein gut erhaltenes und ein Bruchstück.

Nassa Schlotheimi Beyr., acht z. T. beschädigte Stücke.

Pleurotoma regularis de Kon., ein Bruchstück.

Pl. Duchastelii Nyst, zehn Stücke, davon 4 jüngere, gut erhaltene.

Pl. laticlavia Beyr., sieben leidlich erhaltene und mehrere defekte Stücke.

Pl. coronata Münst. *var. trifasciata* Hoern., sechs Exemplare, davon 3 gut erhaltene, dieser durch Koch und Wiechmann (Meckl. Archiv 25, S. 59) aufgestellten Varietät.

Pl. obeliscus Desm., ein beschädigtes Stück.

Raphitoma Holzapfeli v. Koen., drei z. T. beschädigte Stücke der durch v. Koenen (das nordd. Unteroligocän u. s. Molluskenfauna S. 492) von *R. Pfefferi* v. K. abgetrennten und neu benannten Form des Oberoligocäns.

Homotoma Rappardi v. Koen., zwei gut erhaltene Stücke der von mir in diesem Jahrb. für 1900 S. 196 beschriebenen Varietät aus dem Oberoligocän von Schmardau.

---

[1]) Nach freundlichen Mitteilungen von Herrn Prof. Weltner vom hiesigen Naturhistorischen Museum.

Conus Semperi Speyer, eine Gewindespitze.
Natica achatensis de Kon., neun defekte Stücke.
Turbonilla subulata Mer., zwei beschädigte Exemplare.
Adeorbis carinata Phil. sp., ein etwas beschädigtes Stück.
Bulla convolata Brocc., ein beschädigtes Stück.
Dentalium Kickxii Nyst, mehrere Bruchstücke.
Pecten Hoffmanni Goldf., ein Bruchstück.
Pecten striato-costatus Münst., eine etwas beschädigte jüngere Klappe.
Limopsis retifera Semp., zahlreiche z. T. gut erhaltene Klappen.
Arca saxonica v. Koen., sechs Klappen dieser durch v. Koenen (Das nordd. Unteroligocän usw. S. 1109) beschriebenen Art, über die weiter unten einige Angaben folgen sollen.
Leda gracilis Desh., zwei gut erhaltene Klappen.
L. pygmaea Münst., zwei leidlich erhaltene Klappen.
L. glaberrima Münst., ein Bruchstück.
Cardium Kochi Semp., ein gut erhaltenes zweiklappiges Stück und eine linke Klappe.
C. comatulum Br., Bruchstücke.
Lucina praecedens v. Koen., eine beschädigte Klappe.
Venericardia tuberculata Münst., zahlreiche meist gut erhaltene Klappen.
Astarte gracilis Münst., ein zweiklappiges Stück, zwölf gut erhaltene einzelne Klappen und mehrere defekte.
A. pygmaea Goldf., zwanzig gut erhaltene Klappen.
A. Kickxii Nyst, außer mehreren defekten auch zwei gut erhaltene Klappen.
Goodallia Koeneni Speyer, zwei wenig beschädigte Klappen.
Corbula gibba Olivi, mehrere meist defekte Klappen.

Das durch obige Fauna charakterisierte neue Vorkommen von marinem Oberoligocän bei Holm verbindet zusammen mit dem von Wolff[1]) bei Schneverdingen angegebenen, aber noch nicht näher beschriebenen Vorkommen die Kette der längs der unteren Elbe bekannt gewordenen Fundpunkte dieser Stufe (Malliß,

[1]) Zeitschr. der D. Geol. Ges., Bd. 61, Monatsberichte S. 353.

Schmardau südwestlich Hitzacker, Rosenthal südlich Lauenburg, Neuengamme östlich Hamburg) mit dem durch Stille [1]) westlich von Hannover festgestellten marinen Oberoligocän. Die Facies scheint bei Holm dieselbe zu sein wie bei Hannover, nämlich glaukonitreiche Sande, wie sie sich auch in der Neuengammer Gasbohrung zeigten [2]).

Die in der Holmer Bohrung von 216,3—339,2 m erschlossenen Schichten gehören mit Sicherheit dem Rupelton an, der in der gewöhnlichen Facies als kalkiger Ton, reich an Schwefelkies und mit gelegentlichen Septarien, entwickelt ist. Dank der aus diesem Horizont besonders reichlich vorliegenden Meißelproben gelang es, durch Ausschlemmen folgende Fauna zu erhalten:

Macrocypris arcuata Bosquet sp., zwei gut erhaltene Exemplare, durch Herrn Franke in Dortmund freundlichst bestimmt.

Valvatina umbilicata Born., zahlreiche Steinkerne.

Spirialis carinata Koert., zahlreiche Steinkerne der in diesem Jahrb. f. 1911 I, S. 178 beschriebenen Art.

Pleurotoma turbida Sol., vier etwas beschädigte jugendliche Stücke.

Natica achatensis de Kon., zahlreiche meist defekte und jugendliche Exemplare.

Dentalium Kickxii Nyst, zahlreiche Bruchstücke.

Arca saxonica v. Koen., ein gut erhaltenes, zweiklappiges Stück.

Leda Deshayesiana Nyst, Steinkern mit Schalresten eines Jugendexemplares.

L. sphaerica v. Koen., drei gut erhaltene, zweiklappige Stücke.

Nucula Chastelii Nyst, Bruchstücke und mehrere z. T. beschalte Steinkerne.

Cryptodon obtusus Beyr., zwei Steinkerne.

Cardium comatulum Br., ein Bruchstück.

Cyprina rotundata A. Braun, Bruchstücke.

Cistella sp., zwei z. T. beschalte Steinkerne, über die weiter unten einige Angaben folgen.

---

[1]) Jahresbericht Nieders. Geol. Verein, II, S. 69.

[2]) Dieses Jahrb. f. 1911 I, S. 166.

Außerdem gelang es Herrn FRANKE in Dortmund, der die Bestimmung der Mikrofauna freundlichst übernommen hatte, folgende Foraminiferen festzustellen:

Haplophragmium Humboldti REUSS. Häufig.
Cornuspira oligogyra HANTK. Mehrfach.
Biloculina ringens LAM. Häufig.
Triloculina circularis BORN. Häufig.
Quinqueloculina seminulum L. Vereinzelt.
Qu. auberiana D'ORB. Vereinzelt.
Qu. Ludwigi REUSS. Vereinzelt.
Dentalina bifurcata D'ORB. Vereinzelt.
D. multilineata BORN. Vereinzelt.
D. approximata REUSS. Mehrfach.
D. consobrina D'ORB. Häufig.
D. cf. *vermiculum* REUSS. Vereinzelt.
Cristellaria multiseptata REUSS. Vereinzelt
Cr. inornata D'ORB. Mehrfach.
Cr. Beyrichi BORN. Vereinzelt.
Cr. cf. *Beyrichi* BORN. Vereinzelt.
Cr. osnabrugensis v. MÜNST. Vereinzelt.
Cr. cf. *osnabrugensis* v. MÜNST. Vereinzelt.
Robulina radiata BORN. Vereinzelt.
Rob. tangentialis REUSS. Mehrfach.
Rob. simplex D'ORB. Vereinzelt.
Glandulina laevigata D'ORB. Vereinzelt.
Flabellina obliqua v. MÜNST. sp. Mehrfach.
Spiroplecta carinata D'ORB. Vereinzelt.
Gaudryina siphonella REUSS. Mehrfach.
G. chilostoma REUSS. Vereinzelt.
Pulvinulina Partschiana D'ORB. Häufig.

Von *Flabellina obliqua* v. MÜNST. sp., die als eine charakteristiche Form des Oberoligocäns gilt, meint Herr FRANKE, daß sie durch das bei der Bohrung angewandte Spülverfahren unter die mitteloligocänen Formen geraten sein müsse.

Sehr auffallend ist das Auftreten bunter Quarze anscheinend mitten im Rupelton der Holmer Bohrung, nämlich bei 339,2 m.

Es handelt sich dabei um einen groben Sand, der zum größten Teile durch Schwefelkies zu einem festen Gestein verkittet gewesen scheint, und in dem neben einzelnen Kieselschieferkörnchen, vielen Glas- und Milchquarzen grünliche, seltener rötliche Quarzkörner, sämtlich von öligem Glanz, sich bemerkbar machen; der Durchmesser der Körnchen hält sich meist zwischen 1 und 2 Millimeter. Ähnliche bunte Quarze sind mir aus glaukonitischen Quarzsanden, die u. a. *Nummulina germanica* Born. und *Cellulipora globus* A. Roem. führen und unmittelbar unter Rupelton liegen, von einer Bohrung bei Winsen a. L. (G. A. 24 Nr. 42) bekannt geworden, und ich möchte deshalb diese Sande ins Unteroligocän stellen. Rötliche und grünliche Quarze derselben Art wurden auch von meinem Kollegen Kaunhowen, wie er mir freundlichst mitteilte, aus der ebenfalls unteroligocänen »wilden Erde« des Samlandes gelegentlich (z. B. bei Palmnicken) ausgeschlemmt. Es wäre eine dankenswerte Aufgabe, zu untersuchen, ob derartige bunte Quarze nicht vielleicht charakteristisch für das norddeutsche Unteroligocän sind, und ferner ihre Verbreitung und mutmaßliche Herkunft festzustellen. Da in der Holmer Bohrung unter dieser Schicht mit den bunten Quarzen noch mindestens 15,3 m anscheinend desselben Tons wie im Hangenden folgen sollen, so muß, wenn man für jene Schicht ein unteroligocänes Alter festhält, entweder eine Überschiebung, durch welche das Unteroligocän zwischen Mitteloligocän geraten ist, die Schichten betroffen haben, oder aber es ist der Ton unterhalb 339,3 m nicht ident mit dem Rupelton im Hangenden. Endlich ist auch die dritte Möglichkeit, daß der Sand eine echte Einlagerung im Rupelton dargestellt, nicht ganz von der Hand zu weisen, da sandige Einlagerungen, wie noch jüngst v. Koenen[1]) angibt, in diesem Ton gelegentlich auftreten. Leider lagen mir aus Teufen unter 329 m der Holmer Bohrung keine Fossilien mehr vor, so daß ich die Frage nach der Altersstellung dieser tiefsten Schichten offen lassen muß.

Erdölspuren, d. h. Erdöl in Tropfen, wurden in den verschie-

[1]) Das Tertiär des nordwestlichen Deutschland. 2. Jahresber. d. Niedersächs. geolog. Vereins S. 82.

densten Schichten schon von 26 m unter Flur (im Diluvium) bis hinab zu 217 m (im Oberoligocän) angetroffen, bei 217 m vergesellschaftet mit schwach salzigem Wasser. Verhältnismäßig am reichsten waren die Ölspuren an der Grenze des Oberoligocäns zum Mitteloligocän. Auch in einer Bohrung bei Hanstedt, 8 km östlich von Holm, traten s. Zt. Ölspuren im Oberoligocän auf. Bei 146 m Teufe fanden sich in der Holmer Bohrung die Ölspuren zwischen sog. »harten Schichten« (laut Bohrjournal). Herrn Dr. Stoller verdanke ich die Mitteilung, daß hiermit in diesem Falle wahrscheinlich Schwefelkieslagen gemeint sind, welche als epigenetische Bildungen die erdölführenden Klüfte begleiten. Die Entstehung solcher Schwefelkiesmassen ist leicht verständlich, wenn man sich der bekannten[1]) Reduktionswirkung, welche die Kohlenwasserstoffe auf Sulfatlösungen ausüben, erinnert; in Schichten mit eisen- und sulfathaltigen Wässern muß demnach, falls sie von einer Kohlenwasserstoffe zuführenden Spalte durchsetzt werden, Schwefelkies abgeschieden werden. In analoger Weise denken sich ja manche Forscher den Erzgehalt des Kupferschiefers entstanden durch die reduzierende Wirkung des in diesem Falle im Schiefer primär vorhandenen Bitumens auf die später durch Spalten zugeführten Metallösungen. Erdgase sind in der Holmer Bohrung nicht bemerkt worden.

Einige paläontologische Mitteilungen über *Arca saxonica* und *Cistella* sp. mögen zum Schlusse folgen.

Arca saxonica v. Koen.

Arca sp. Lienenklaus: Die Ober-Oligocän-Fauna des Doberges. Achter Jahresber. d. Naturw. Ver. zu Osnabrück, S. 125, Taf. II Fig. 2a—c.

Arca saxonica v. Koenen: Das norddeutsche Unter-Oligocän u. seine Mollusken-Fauna, S. 1107, Taf. LXXIII, Fig. 9—12 (einschließlich *A. Bündensis*).

Aus dem Oberoligocän der Holmer Bohrung liegen außer vier beschädigten Klappen je eine gut erhaltene rechte und linke Schale vor mit folgenden Maßen: Breite: 3 bez. $3\frac{1}{4}$ mm, Höhe: $2\frac{1}{2}$ bez. $2\frac{3}{4}$ mm; Dicke: beide 1 mm; ferner aus dem Mittel-

[1]) H. Höfer: Das Erdöl und seine Verwandten, 2. Aufl. 1906, S. 141.

oligocän ein gut erhaltenes doppelschaliges Stück von 3 mm Breite, $2\,^3/_4$ mm Höhe und 2,1 mm Dicke. Da das letztere wie viele Fossilien des Rupeltons eine weißglänzende Schale aufweist, während die ersteren matte Schalen von bräunlicher Färbung besitzen, so glaube ich, daß es wirklich aus dem Rupelton stammt und nicht etwa als Nachfall aus dem Oberoligocän anzusehen ist.

Zunächst lehrt ein Vergleich mit Stücken vom Doberg bei Bünde, welche aus der Lienenklaus'schen Sammlung stammen und sich im Museum der Geologischen Landesanstalt befinden, daß die Holmer Stücke gut mit denen vom Doberg übereinstimmen. Der Beschreibung von Lienenklaus hätte ich nur hinzuzufügen, daß auch die Doberger Exemplare in beiden Schalen vorn statt nur 2—3, wie Lienenklaus angibt, bis zu 4, schräg gegen den Schloßrand gestellte Zähnchen erkennen lassen. Die Doberger Form ist durch v. Koenen *Arca Bündensis* benannt, und es wird angegeben, daß sie sich von der ihr nahestehenden unteroligocänen *A. saxonica* v. Koen. vielleicht durch die feineren Anwachstreifen der linken Klappe unterscheiden lasse.

Durch das freundliche Entgegenkommen von Herrn Geh. Bergrat Prof. v. Koenen bin ich in der Lage, die mir vorliegenden Stücke vom Doberg und von Holm mit einigen kleineren Exemplaren der *A. saxonica* von Unseburg zu vergleichen und finde das angegebene Unterscheidungsmerkmal zwar für die Doberger Stücke bestätigt, nicht aber für die Holmer. Eine gut erhaltene linke Klappe von Holm stimmt in der konzentrischen Skulptur so gut mit den Unseburger Stücken überein, daß nach meiner Ansicht jenes Merkmal nicht zur Unterscheidung dienen kann. Auch in den durch v. Koenen hervorgehobenen Skulpturunterschieden beider Schalen besteht zwischen *Arca saxonica* und der Holmer Form eine große Übereinstimmung, indem auch bei letzterer auf der linken Klappe, namentlich auf der hinteren Hälfte, die Radialrippung stark vor der konzentrischen Skulptur zurücktritt, während auf der rechten Schale die Radialrippung die deutlichere ist. Nach alledem möchte ich die Holmer und Doberger Stücke zu *Arca saxonica* v. Koenen stellen und den Namen *Arca Bündensis* für entbehrlich halten.

Das zweiklappige Stück von Holm läßt an keiner Stelle des Schalrandes eine Öffnung für den Austritt des Byssus erkennen. Eine Eigentümlichkeit, welche in den bisherigen Beschreibungen nicht erwähnt ist, welche aber an den Stücken von Unseburg, Doberg und Holm wiederkehrt, besteht darin, daß auf der hinteren Seite der rechten Klappe etwa die siebente Radialrippe mehr oder weniger stärker entwickelt ist als die übrigen, wodurch nach dem hinteren Schloßrande zu ein dreieckiges Feld abgegrenzt wird.

Nach meiner Auffassung dürfte *Arca saxonica* v. Koen. durch das ganze norddeutsche Oligocän verbreitet sein.

Cistella sp.

Wenn auch nur zwei nicht besonders gut erhaltene Steinkerne mit dürftigen Resten der Schale vorliegen, somit das Material zu einer näheren Charakterisierung nicht ausreicht, so glaube ich doch, auf dieses für den norddeutschen Rupelton meines Wissens neue Vorkommen hinweisen zu müssen, in der Hoffnung, daß vielleicht von anderer Seite bald besseres Material beigebracht wird.

Der größere der beiden vorliegenden Steinkerne mißt in der Höhe: 2,5 mm, in der Breite: 2,2 mm, in der Dicke: 0,84 mm; die Gestalt ist abgerundet dreiseitig, die Wölbung auf beiden Schalen gleichmäßig flach und nur am Stirnrand der Ventralschale durch einen flachen Sinus unterbrochen.

Ein Medianseptum ist an der Dorsalseite durch eine vom Wirbel bis über die halbe Schalhöhe hinausreichende vertiefte Linie angedeutet, weniger kenntlich, immerhin wahrnehmbar ist die Spur des Medianseptums der Ventralschale. Der schwach gebogene Schloßrand erreicht ungefähr die halbe Schalenbreite. Die scharf begrenzte, dreieckige Area wird in ihrer ganzen Höhe von einem spitz trapezförmigen Loch durchbohrt, welches fast ein Viertel ihrer Breite einnimmt; auf den Wirbel der Dorsalschale greift das Loch nicht über, vielmehr erscheint dieser spitz und durch die beiderseits am Schloßrande verlaufenden Depressionen scharf hervorgehoben.

Mit der Lupe bemerkt man außer Andeutungen der Schalpunktierung im Bereiche des Sinus der Ventralschale vier feine,

schwach erhabene Radiallinien, die nur etwa auf der Hälfte der Schale deutlich sind; ähnliche Linien sind am Stirnrande der Dorsalschale wahrnehmbar, aber viel weniger deutlich.

Am besten vergleichbar erscheint mir *Cistella puncticulata* Desh. *var. brabantica*, welche Vincent[1]) aus dem Bruxellien beschrieb und abbildete, sehr nahe dürfte aber der Holmer Form auch die von Sandberger[2]) aus dem mitteloligocänen Meeressand von Waldböckelheim beschriebene *Argiope megalocephala* stehen, während die oberoligocäne, bei Kassel vorkommende *Argiope pusilla* Phil. sp. (Beitr. z. Kenntn. d. Tertiärverst. des nordw. Deutschl., S. 17, Taf. II, Fig. 15) erheblich verschieden ist.

[1]) Ann. soc. roy. malacolog. Belg., t. XXVIII, S. 63, Taf. IV, Fig. 11—14.
[2]) Conchylien des Mainzer Tertiärbeckens, S. 387, Taf. XXXIV, Fig. 7.

Berlin, den 4. Juni 1912.

Über einige vulkanische Erscheinungen im Werratale.

Vortrag, gehalten in der Sitzung der Geologischen Landesanstalt vom 22. Februar 1912.

Von Herrn **Ernst Naumann** in Berlin.

Mit 1 Figur im Text.

1. Die Breccie am Auberg bei Marienthal.

Bei den geologischen Aufnahmearbeiten auf dem Blatte Salzungen stieß ich in einem Seitentale des Schweinaer Flüßchens etwa 300 m östlich vom Höhenpunkt 317,1 m des Auberges mitten im Unteren Buntsandstein auf eine annähernd kreisrunde Fläche, die ganz mit eckigen Bruchstücken von Mittlerem Buntsandstein und Wellenkalk bestreut war. Diese Stelle liegt zwischen zwei Feldwegen an dem der Mittagsonne zugekehrten Hange des Tälchens und ist im Gelände in keiner Weise markiert. Bei hohem Stande der Felder würde sie sich wohl nur durch ein schlechtes Wachstum der Feldfrüchte bemerkbar machen; mir fiel sie, da das Grundstück abgeerntet und beackert war, durch die braune Farbe des Bodens schon von weitem auf. Der Gedanke an eine künstliche Beschotterung der beiden Feldwege mit Muschelkalk oder an eine Ausfüllung eines alten Sandsteinbruches mit Wellenkalk mußte sogleich ausscheiden, da der nächste anstehende Wellenkalk bei Roßdorf viel zu weit entfernt lag und die Ausfüllung eines Steinbruches im Unteren Buntsandstein mit Material aus dem Wellenkalk und Mittleren Buntsandstein unwahrscheinlich war. So blieb denn zur Erklärung nur die dreifache Möglich-

keit übrig, daß diese fremden Gesteine an Ort und Stelle entweder durch Grabenversenkung oder durch Einsturz in einen Vulkanschlot versunken seien oder endlich, daß sich beide Vorgänge hintereinander abgespielt hätten. Die erstgenannte Möglichkeit würde zur Voraussetzung haben, daß der Wellenkalk und Mittlere Buntsandstein hier bis in das Niveau des Unteren Buntsandsteins versenkt und dabei in tausend Bruchstücke zersplittert und miteinander vermengt worden seien. Eine Absuchung des kleinen Terrains ergab den Fund einer *Lima lineata,* und da die übrigen Kalkstücke typischem Wellenkalk gleichen, so sind diese Kalke als Unterer Muschelkalk zu betrachten. Es müßte also hier eine Senkung des Wellenkalkes mindestens um den Betrag der Mächtigkeiten des Oberen und Mittleren und etwa eines Drittels des Unteren Buntsandsteins, also um ca. 350 m stattgefunden haben. Von einer so bedeutenden Schichtenverschiebung müßten aber in der Umgebung unserer Fundstelle irgendwelche Andeutungen zu finden sein, was jedoch nirgends der Fall ist. Vielmehr zeigt der Untere Buntsandstein in dem Gebiet zwischen Schweina, Glücksbrunn, Witzelrode und Barchfeld keine größeren Störungen, und noch weniger sind hier tektonisch eingebrochene Massen von jüngeren Triasschichten zu finden. Die wenigen Schollen von Mittlerem Buntsandstein, die auf dem Fischberg und Eisberg bei Witzelrode und am Randes des Gehölzes wenig südöstlich vom Gute Profisch auf einzelnen Kuppen liegen, scheinen dem Unteren Buntsandstein normal aufzulagern. Die Lagerung des Unteren Buntsandsteins ist im allgemeinen die einer vom Thüringer Walde her flach nach SW. einfallenden Schichtentafel, die einige flache, im Gelände nicht hervortretende Faltungen aufweist, die in hercynischer Richtung parallel dem Rande des Gebirges verlaufen, lokal auch wohl einige Unregelmäßigkeiten aufweisen mögen, ohne daß irgendwo eine größere Störung zu erkennen wäre. Wenn nun auch in einer so gleichmäßig aufgebauten Formation, wie es der Untere Buntsandstein des Blattes Salzungen ist, Verwerfungen schlecht nachzuweisen sind, so müßte doch eine Versenkung von Wellenkalk auf eine größere Strecke hin sichtbar sein oder wenigstens durch größere Störungen im Buntsandstein sich nachweisen

lassen. Ich sehe also keine rechte Möglichkeit, das Vorkommen von Wellenkalk und Buntsandstein am Auberg durch rein tektonische Vorgänge zu erklären.

Eine nochmalige genaue Absuchung des Fleckes zeigte, daß das Gesteinsgemenge, das wir als Breccie bezeichnen wollen, tatsächlich hier ansteht und nicht etwa den Rest eines Werraschotters darstellt, woran bei der Nähe der Werra zunächst wohl auch gedacht werden könnte. Dabei fanden sich nun auch einige eckige Bruchstücke von Basalt, in denen größere Olivine zum Teil recht gut erkennbar waren. Da auf Blatt Salzungen außer dem gangförmigen Vorkommen im Salzlager des Schachtes Heldburg bei Leimbach Basalt bisher nicht bekannt geworden war, so bemühte ich mich, in der Nähe unseres schlotartigen Vorkommens von Breccie anstehenden Basalt zu finden. Nach meinen Erfahrungen auf dem Blatte Eisenach trug ich zunächst auf der Karte 1 : 25000 die gerade Richtung von unserem Fundpunkt nach dem südwestlich benachbarten basaltischen Pleßberg (Blatt Altenbreitungen-Immelborn) ein und fand dann dieser Linie nachgehend und ihre Umgebung absuchend in dem auf der Karte eingetragenen Wasserriß zwischen dem Auberg und der Höhe 287,1 zwischen Marienthal und Barchfeld wiederum Bruchstücke eines olivinführenden Basaltes. Schließlich fand sich auch auf der Höhe 287,1 ein Basaltgeröll gleicher Art, das vermutlich von der Höhe verrollt war. Wenn es nun auch nicht gelang, anstehenden Basalt zu finden, so wird doch die Schlotnatur unseres Aubergvorkommens durch diese Basaltfunde meiner Ansicht nach sehr wahrscheinlich gemacht. Ich nehme also an, daß der Wellenkalk am Auberg zu einer Schlotbreccie basaltischer Art gehört, die eine deutlich rundliche Umgrenzung zeigt und vielleicht mit einem anscheinend gangartigen Basalte zwischen dem Auberg und der Höhe 287,1 bei Marienthal in Verbindung steht. In der Schlotbreccie ließen sich bis jetzt nachweisen Basalt, Unterer Muschelkalk, Mittlerer Buntsandstein. Auf die dritte Möglichkeit einer Deutung werde ich unten zurückkommen.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

2. Die Breccie am Eisberg bei Barchfeld.

Ein zweites Vorkommen von basaltischer Schlotbreccie fand ich nördlich von Barchfeld etwa 100 m westlich vom Höhenpunkt 260 m am südöstlichen Abhange des Eisberges (Blatt Salzungen). Auch hier markierte sich die Breccie im frisch gepflügten Felde dicht unterhalb der auf der Karte angegebenen Böschung (auf einem etwa kreisrunden Flecke) durch eine dunkelbraune Farbe des Ackers, die von ferne den Eindruck einer alten Brandstätte machte. Die braune Fläche ist nur etwa 15 Schritt breit und etwa ebenso lang, wobei freilich auch etwas Verrollung des Materials an dem Hange hinzukommt. Als Bestandteile dieser Breccie konnte ich vor allem wieder Unteren Muschelkalk und Mittleren Buntsandstein feststellen, daneben aber auch Röt und Basalt. Für Unteren Muschelkalk ist neben zahlreichen Stücken von echtem Wellenkalk besonders ein Stück der *Spiriferina*-Bank beweisend, das außer dem Leitfossil *Spiriferina fragilis* zahlreiche Crinoidenstielglieder enthält und auch die für diesen Horizont bezeichnende konglomeratische Beschaffenheit zeigt. Ein anderes von dieser Fundstelle mir vorliegendes Stück scheint einer der Oolithbänke oder den Terebratelbänken anzugehören. Jedenfalls ist auch hier Unterer Muschelkalk als Hauptbestandteil der Breccie festzustellen. Einige Wellenkalkstücke zeigten ganz ansehnliche Dimensionen, während die große Masse durch Verwitterung und Frost zersplittert war. Vielfach besteht diese Breccie aus einem Tonbrei von Rötmergel, der mit Wellenkalkbrocken und solchen von Buntsandstein verknetet scheint. Basalt hat sich in mehreren etwa fingerlangen Bruchstücken gefunden, konnte aber auch hier nicht anstehend ermittelt werden. Die Bruchstücke von Basalt sind olivinführend.

Irgendwelche tektonische Störungen sind auch an diesem Punkte nicht zu erkennen, man müßte denn annehmen wollen, daß die nach dem Eisberg hin zunächst benachbarte Scholle von Mittlerem Buntsandstein mit unserem Vorkommen durch Störungen verbunden ist, wozu jedoch keinerlei Grund vorhanden ist. Es bleibt demnach zunächst nur eine Erklärung auch für dieses

Muschelkalkvorkommen, die einer durch eine Basalteruption entstandenen Schlotbreccie. Es sei jedoch erwähnt, daß ich etwa 20 m südwestlich unter dem trigonometrischen Signal des Fischberges bei Witzelrode ein Rollstück von Basalt fand, dessen bisher nicht gefundenes Anstehendes vielleicht mit unserem Schlot am Eisberg in Verbindung zu bringen sein dürfte, um so mehr als der Fundpunkt nahezu genau nördlich von dem Schlot liegt, was dem bekannten Nord-Süd-Streichen der Basaltgänge unserer Gegend entsprechen und auf eine Spalte hinweisen würde.

3. Die Breccien am Einersberg bei Oberzella.

Ein drittes Muschelkalkvorkommen, das ich hier ebenfalls erwähnen möchte, ist schon seit längerer Zeit bekannt, aber seiner Natur nach m. E. bisher nicht ganz richtig erkannt worden. Ich meine das Vorkommen am Einersberg östlich von Oberzella auf Blatt Vacha. Hier hat A. v. Koenen[1]) mit runder Umgrenzung zwei Schollen von Unterem Muschelkalk (mu1) verzeichnet, die teils von Schottern des Thüringer Waldes umgeben sind, teils an Mittleren Buntsandstein grenzen. v. Koenen nimmt an, daß das Feldatal und die Einsenkung Kirstingshof-Oberzella-Schwenge infolge des Vorhandenseins einer bedeutenden Bruchlinie entstanden seien. Er sagt: »Dieselbe läuft, weither kommend, auf Blatt Dorndorf nachweislich von Urnshausen in nordwestlicher Richtung bis zur Felda, biegt sich dann in deren Tal nach Norden resp. Nordwesten um bis Dorndorf, verläuft dann westlich vom Mauseberg in die Einsenkung und weiter östlich vom Steinkopf nach Heringen ins Werratal« und »daß das Talbecken Kirstingshof-Oberzella-Schwenge wirklich durch Einsenkung entstanden ist, ergibt sich mit Sicherheit daraus, daß darin Schollen von Muschelkalk und von Braunkohlengebirge liegen, welche bei ungestörter Lagerung bedeutend höher als die umgebenden Buntsandsteinberge liegen würden.« Seite 14 sagt v. Koenen über den an Einschlüssen fremder Gesteine reichen Basalt von Vitzeroda: »Es sind hier also in die Spalte, aus welcher später der Basalt hervordrang, Schollen von

[1]) A. v. Koenen, Blatt Vacha der Geol. Spez.-Karte von Preußen nebst Erläuterung.

Mittlerem Buntsandstein und von Muschelkalk hineingestürzt, ehe dieser in der Umgebung durch Erosion verschwunden war.« Es wird also bei dieser Erklärungsweise angenommen, daß bereits tiefe tektonische Spalten, in die der Muschelkalk hinabgesunken war, bestanden, als die Basalte empordrangen.

Bei einer Begehung des in Frage stehenden Terrains im Sommer 1911 habe ich nun an den Wellenkalkschollen am Einersberge folgendes beobachtet:

Die westliche Partie von Wellenkalk (mu1) ist in einem Hohlweg von geringer Tiefe (etwas oberhalb der Kurve 260 m der neuen Karte 1 : 25000) am Eiersberg (nur die alte Karte trägt die Bezeichnung Einersberg) einigermaßen aufgeschlossen. Man sieht aber keinen geschlossenen Wellenkalkfelsen, sondern lauter größere und kleinere Bruchstücke und Körner von Wellenkalk, mit buntem Rötton verknetet, und außerdem viel Tuffmaterial von hellbrauner Farbe. In der Mitte fand ich ein hellgraues, sehr zersetztes, aber zweifellos anstehendes Eruptivgestein der Basaltfamilie.

Die östliche Partie von Wellenkalk war im frischgepflügten Acker durch ihre dunkelbraune Farbe auffällig; zahlreiche größere und kleinere Stücke von Wellenkalk lagen umher, so daß man tatsächlich zunächst glaubte, sich auf anstehendem Wellenkalk zu befinden. Auf dem östlichen Teil dieser muschelkalk-bestreuten Fläche war durch Abhacken der dicken Wurzeln eines alten Holzbirnbaums ein kleiner Aufschluß geschaffen, der die wahre Natur des Bodens sehr bald erkennen ließ. Es zeigte sich ein echter Basalttuff von hellbrauner Farbe und sehr verschiedener Korngröße. Er führt viel Wellenkalk, Mittleren Buntsandstein, Rötton und Basaltbrocken und enthält stellenweise bis zu 2 cm lange tief schwarze, wohlausgebildete, teilweise durch Schmelzen gerundete Krystalle von basaltischer Hornblende. Die Umrandungen beider Tuffmassen sind nicht aufgeschlossen; nur am Westrand der westlichen und am Nordostrand der östlichen Partie kann man sich überzeugen, daß beide an den Mittleren Buntsandstein angrenzen.

Im übrigen kann ich über diese Vorkommnisse keine weiteren Angaben machen, da ich das umgebende Gelände nur zum Teil genauer untersucht habe. Beide Wellenkalkpartieen sind also

keine geschlossenen, reinen Wellenkalkgesteine, sondern Breccien. Nach dem Vorkommen von Basalt und Hornblende muß man auch sie zu den basaltischen Schlotbreccien rechnen.

Die Erklärung dieser beiden isolierten Wellenkalkvorkommen allein auf tektonischem Wege ist nach diesen meinen Beobachtungen nicht möglich; die jetzige tiefe Lage des Wellenkalkes ist in diesem Falle nicht etwa durch eine größere Bruchbildung, Grabenversenkung oder dergleichen hervorgerufen worden, sondern der Wellenkalk scheint nach oder bei den ersten Eruptionen in die Schlote hineingestürzt zu sein.

Eine einzige Möglichkeit einer Beziehung zur Tektonik, d. h. zu einer Verwerfungsspalte von geringer Sprunghöhe oder einfachen Kluft, besteht hierbei freilich doch. Wenigstens muß es auffallen, daß die beiden Basanitgänge im Hohlwege von Vitzeroda nach Springen, unser Basaltgestein in der westlichen Muschelkalkscholle am Einersberg und der basaltische Gipfel des Öchsenberges südlich von Vacha auf einer schnurgeraden Linie liegen, die von der Nordsüdlinie nur etwa um 20^0 nach Osten abweicht, dieselbe Richtung, die auch schon die oben vom Aubergschlot nach dem Pleßberg gezogene Linie hatte, die dem Streichen des Basaltes im Salz der Grube Heldburg und der Basaltgänge zwischen Hörschel und der Stopfelskuppe bei Eisenach entspricht.

Soweit die äußeren Befunde bei Zella; über das benachbarte Vitzeroda[1]) kann ich aus eigener Erfahrung nichts sagen, der ganzen Beschreibung nach jedoch, die von Koenen in den Erläuterungen zu Blatt Vacha gibt, möchte ich dort auch an solches Muschelkalkmaterial denken, das nach großen Gasausbrüchen oder Eruptionen mit explosiver Wirkung in Schlote hineingefallen und uns so überliefert ist.

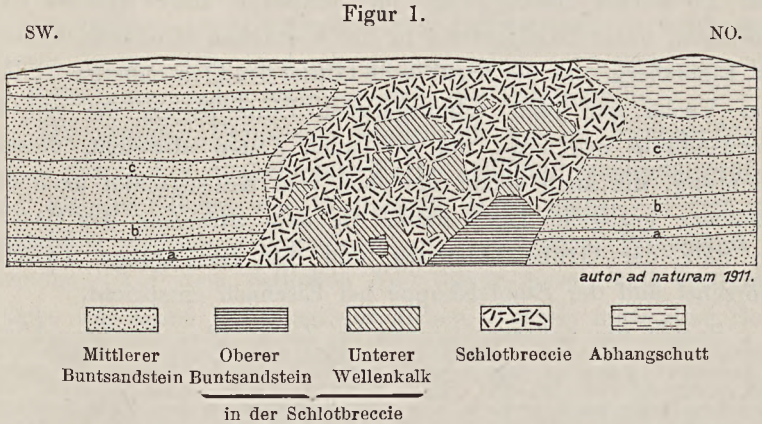
4. Die Breccie an der Reesaer Mühle.

An dem Ulsterflüßchen liegt etwa 1 km südlich von Unterbreizbach nahe an der Reesaer Mühle ein Muschelkalkvorkommen,

[1]) Vergl. hierzu H. Bücking, Über die vulkanischen Durchbrüche in der Rhön und am Rande des Vogelsberges. Beiträge zur Geophysik. Band VI, 1904, S. 298.

das von Koenen bei der Aufnahme des Blattes Friedewald 1877 als Unteren Wellenkalk (mu_1) eingetragen hat, der hier »in einer kleinen, eingesunkenen Partie im Buntsandstein« auftritt. Bei dem Bau der Bahnlinie Vacha-Hünfeld wurde vor einigen Jahren dieser Wellenkalk in einer Breite von etwa 10 m prächtig aufgeschlossen, und ich selbst hatte im Herbst 1911 Gelegenheit, den Bahneinschnitt zu besuchen und nebenstehende Zeichnung nach der Natur anzufertigen (Fig. 1). Dazu bemerke ich: Die als Schuttdecke bezeichneten Flächen sind vom Beschauer weg nach oben steil ansteigend zu denken, die übrige Zeichnungsebene bildet die steile Aufschlußwand. Die Schichten des Mittleren Buntsandsteins a, b und c entsprechen sich vollkommen, ihre flache Neigung nach SW. ist in der Zeichnung etwas zu steil angegeben.

Figur 1.



Eisenbahnanschnitt an der Reesaer Mühle bei Unterbreizbach.

Die Umgrenzung des Muschelkalkes gegen den Buntsandstein zu beiden Seiten ist keineswegs scharf geradlinig, wie bei Verwerfungsspalten, sondern ziemlich gebogen, auch sind weder Rutschflächen noch Spiegel zu konstatieren. Die nördliche Umgebung zeigt nur Mittleren Buntsandstein, der in einem Steinbruch etwas nördlich davon nahezu horizontal liegt und keine Störung erkennen läßt.

Was nun die Schichten betrifft, die den Muschelkalk aus-

machen, so konnte ich in der Hauptsache Unteren Wellenkalk, darunter gelbe Kalke der Oolithzone, und daneben bunte Tone des Röts feststellen. Der Wellenkalk bildet blockartige, größere und kleinere eckige Schollen, der Röt ist in geringerer Menge den ersteren zwischengelagert, eine weniger grobe Füllmasse, aus denselben Gesteinen bestehend, bildet die Hauptmasse der Ablagerung. Nach der Ulster hin ist leider dieser Muschelkalk durch Dammanschüttung und Alluvionen verschüttet. Eine rein tektonische Deutung dieses Wellenkalkvorkommens — daß dieser Muschelkalk eingesunken, unterliegt ja wohl keinem Zweifel — scheint mir für diesen Fall nicht möglich. Denn es ist doch wohl nicht recht denkbar, daß ein solches tektonisches Einsinken von Muschelkalk im Buntsandstein gar keine auf größere Erstreckung hin verfolgbare Verwerfungen zur Folge gehabt hätte. Der Buntsandstein zu beiden Seiten des Wellenkalkes zeigt weder im Profil noch außerhalb desselben eine Verschiebung, und selbst wenn man annehmen wollte, daß sich im Buntsandstein ohne Schichtenverschiebung eine Kluft geöffnet habe, in die der Wellenkalk hineinfiel, so bleibt doch die nahezu rundliche Form des Auftretens des Muschelkalkes merkwürdig, da man eher einen langen Streifen erwarten würde. Die an einen Bergsturz erinnernde wirre Lagerung der Muschelkalkblöcke und des Röts entspricht auch nicht dem, was man sonst an kleinen eingesunkenen Wellenkalkschollen beobachtet, deren Schichtung und Verband meist noch sehr gut erhalten ist.

Für die Deutung als vulkanische Schlotbreccie spricht dagegen auch hier die rundliche Umgrenzung des Vorkommens, der Brecciencharakter und endlich die Nähe der Basaltvorkommen des Ulsterberges bei Sünna und im dicht benachbarten Schachte des Kaliwerkes Unterbreizbach, wo F. Beyschlag einen Basaltgang im Salzlager feststellte, der ohne Zweifel mit unserem Schlot unterirdisch irgendwie zusammenhängen wird.

Wenn wir, dem Ulstertal folgend, zur Rhön hinaufwanderten, so würden wir bei näherer Durchforschung sicher noch dieses oder jenes Vorkommen solcher Schlotbreccien finden, die dann in

der Rhön selbst durch H. Bücking's vortreffliche Schilderungen[1]) in großer Zahl bekannt geworden sind.

Bei der Deutung dieser 4 eben beschriebenen Muschelkalkvorkommen möchte ich derjenigen des genannten Forschers für die Vorkommnisse in der Rhön folgen, indem ich mit Bücking annehme, daß durch heftige Gasexplosionen, die nur selten mit geringen, meist erst mit nachfolgenden Lavaaustritten verbunden waren, in den Sedimenten Schlote ausgesprengt wurden, in die dann gleich oder sehr bald nach dem Nachlassen der Explosionen Sedimente der damaligen Oberfläche und des Schlotrandes einsanken. Der Beweis, daß diese Muschelkalkbrocken lange vor der Eruption der Basalte eingesunken waren und eine präexistierende Spalte ausfüllten[2]), ist in keinem der vorliegenden vier Fälle zu führen.

Man könnte nun der Auffassung huldigen, unsere jetzt rund umgrenzten Wellenkalkpartieen seien einstmals auf Spalten ohne jegliche Verschiebung des Nachbargesteins, des Buntsandsteins, in die Tiefe gesunken und später durch die Eruptionen der Gase und des Basaltes zertrümmert und zu Breccien umgestaltet worden. Eine solche Auffassung würde aber in ihrem ersten Teil allem widersprechen, was wir — wenigstens soweit ich die Tektonik Mitteldeutschlands kenne — bisher an Grabenversenkungen und Einbrüchen von Schollen jüngerer Gesteine in ältere Schichten kennen gelernt haben. Denn ich habe noch nie in einem tektonisch gestörten, aber von Vulkanen freien Gebiet beobachtet, daß, wie hier, mitten im Buntsandstein eine räumlich so beschränkte und in ihrem Ausstrich so rundlich oder elliptisch begrenzte Scholle von Wellenkalk oder Röt tektonisch eingesunken gelegen hätte, oder daß eine solche Scholle aus einem wirren Gemenge von Röt und Wellenkalk bestanden hätte wie an der Reesaer Mühle. Auch habe ich in solchen Grabengebieten noch nie beobachtet, daß solche winzigen Schollen in Spalten liegen, die keine nachweis-

[1]) H. Bücking, l. c. und die Erläuterungen zu den Blättern der Lief. 171 der Geologischen Spezialkarte von Preußen.

[2]) O. Grupe, Über das Alter der Dislokationen des hannoverisch-hessischen Berglandes und ihren Einfluß auf Talbildung und Basalteruptionen. Zeitschr. der Deutsch. Geol. Ges., Bd. 63, 1911, S. 316.

bare Verschiebung des Nachbargesteins bewirkt haben, sondern wo solche kleinen Schollen jüngerer Schichten, wie z. B. von Keuper, im Muschelkalk eingesunken angetroffen wurden, da zeigten sie meist eine streifen- oder schiffchenähnliche Gestalt im Ausstrich und standen mit nachweisbaren Verwerfungen in Beziehung. Wie kommt es nun aber, daß gerade in dem von Basaltkuppen besetzten und von Basaltgängen durchschwärmten Gebiet sich solche Einbrüche von kleinen Wellenkalk- und Rötschollen so häufig finden? Sollten denn nur hier im vulkanischen Gebiet solche präoligocänen oder noch älteren Einstürze in ganz lokalen eigentümlichen Erweiterungen von ganz unbedeutenden Spalten, die meist gar keine Schichtenverschiebungen zeigen, erfolgt sein? Warum ist in den ausgedehnten Buntsandsteingebieten des Werratales und an seinen zahlreichen Steilabhängen sonst nirgends eine solche kleine Versenkungsscholle von Muschelkalk erhalten geblieben, die uns beweisen könnte, daß auch da, wo kein Basalt im Spiele ist, solche räumlich beschränkte Versenkungen stattgefunden haben? Dies läßt doch darauf schließen, daß das Vorkommen dieser kleinen Schollen von Wellenkalk und Röt zu den vulkanischen Vorgängen in enger Beziehung steht.

Wir haben oben gesehen, daß unsere vier Wellenkalkvorkommen auf gewissen von der NS.-Linie wenig abweichenden, zueinander parallelen Richtungen liegen, die diejenigen der Basaltgänge der weiteren Umgebung zu sein pflegen. Diese Linien sind Spalten, die entweder von Basalt in geringer Mächtigkeit erfüllt oder als einfache Spalten ohne Füllung das Gestein durchsetzen; oft sind die Spalten auch wohl in der Tiefe mit Basalt gefüllt und gehen nach oben oder seitwärts in eine einfache Spalte aus, die dann auch vielfach Kohlensäure vulkanischen Ursprungs enthält[1]). Beyschlag[2]) und Proescholdt[2])[3]), die in Südthüringen die merkwürdigen, parallelen Basaltgänge von Heldburg und

[1]) E. Naumann in Zeitschr. der Deutsch. geol. Ges., Monatsber. Nr. 4, Bd. 62. 1910, S. 344.

[2]) Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte von Preußen. Bl. Heldburg, Römhild.

[3]) Dieses Jahrb. für 1887, Berlin 1888, S. 341.

Römhild kartiert und untersucht haben, betonen, daß alle diese Gänge die charakteristische NNO.-Richtung zeigen, niemals aber der Richtung der größeren Verwerfungen, die von WNW. nach OSO. streichen, folgen. Proescholdt's Erklärung für diese Erscheinung, daß die nordöstliche Faltung des Grundgebirges dazu den Anlaß gegeben habe, möchte ich mit E. Zimmermann ablehnen. Zimmermann[1]) will statt dessen ein »jüngstes System geologischer Kraftwirkungen« in dieser sogenannten Rhönrichtung der Gänge suchen.

Bei meinen Aufnahmen auf dem Blatte Eisenach[2]) konnte ich hierüber neue Beobachtungen machen: Nachdem ältere Autoren und später Beyschlag und Bornemann jun. die Basalte von Hörschel, den der Stopfelskuppe, der Pflasterkaute und des Birkenkopfes beschrieben und kartiert hatten, gelang es mir 1910, den Basaltgang von Hörschel bis zum Großen Eichelberg, den der Stopfelskuppe bis zum Fichtenkopf und einen anderen sogar vom Hornberg durch das Bärental bis in den westlichen Stedtfelder Wald zu verfolgen. Auf dieser letzteren Strecke durchquert der Basalt in einer Mächtigkeit von nur 0,15 m in der bezeichnenden NNO.—SSW.-Richtung das Rotliegende und den Zechstein und somit das hercynische Bruchsystem, welches diesen Teil des Thüringer Waldes tektonisch charakterisiert und beherrscht; Verwerfungen anderer Richtung fehlen hier ganz. Also auch in diesem Falle sind wie bei Heldburg die Basaltgänge in Spalten injiziert, die dem herrschenden hercynischen System nicht angehören, sondern es durchqueren. Diese Basaltgänge liegen nicht auf den großen streichenden hercynischen Verwerfungen, sondern sie verlaufen quer dazu. Der Basalt füllt hier also Spalten, die im Unteren Wellenkalk bei Hörschel, im Mittleren Zechstein am Hornberg und im Stedtfelder Wald, wie auch in dem jüngsten Konglomerat des Rotliegenden keine Schichtenverschiebung hervorgerufen haben.

---

[1]) Zimmermann, Geologie des Herzogtums Sachsen-Meiningen. Hildburghausen 1902, S. 473.

[2]) Vergl. das demnächst erscheinende Blatt Eisenach-West der Geologischen Spezialkarte von Preußen.

Als Erklärung dafür, daß das basaltische Magma die Spalten dieser einen Richtung von NNO.—SSW. bevorzugt hat, ist meines Erachtens nur darin zu finden, daß diese Spalten, kurz bevor die Basalte empordrangen, sich öffneten oder geöffnet wurden, während die hercynischen Verwerfungsspalten geschlossen blieben. Einen sicheren Schluß auf das gegenseitige Altersverhältnis beider Spaltenrichtungen kann man aus dem Verhalten des Basaltes bei Eisenach nicht ziehen. Die Basaltgänge sind ebensowohl mehrfach parallel gegeneinander verschoben, als sie auch durch mehrere Verwerfungen von beträchtlicher Sprunghöhe ohne jegliche Verschiebung des Ganges hindurchsetzen. Man hat mehr den Eindruck, als habe die Kraft, die diese parallelen Spalten öffnete, auf die zwischen den hercynischen Spalten befindlichen Schollen in hercynischer Richtung ungleich gewirkt. Welcher Art diese Vorgänge gewesen sind, darüber lassen sich nur Vermutungen aussprechen. E. Suess[1]) sagt von solchen parallelen Gängen: »Weder Explosion noch Faltung, noch Kontraktion, sondern nur der allgemeine Druck vermag vielleicht stellenweise, begleitet von einer geringen, sekundären Torsion, ähnliche parallele Linien hervorzubringen.« Er findet also einen Zusammenhang zwischen parallelen vulkanischen Injektionen dieser Art und den Druckflächen.

Die Beziehungen unserer Basaltgangspalten zu der sogenannten Rhönrichtung der Gräben von Muschelkalk und Röt und anderen gleichgerichteten Störungen, die die Rhön und die niederhessische Senke durchziehen[2]), sind verschieden deutbar. Man kann annehmen, daß unsere Basaltgangspalten schwache östliche Ausklänge jener Kraftwirkung sind, welche die Störungen der Rhönrichtung und der rheinischen Richtung entstehen ließ, und daß sie mit den hercynischen Spalten altersgleich sind. F. Beyschlag[3]), H. Stille, O. Grupe und ich selbst haben es wiederholt ausgesprochen, daß eine wesentliche Altersverschiedenheit der zwei Bruchrichtungen wohl nicht anzunehmen ist. Man kann aber in-

[1]) E. Suess, Antlitz der Erde, III, S. 660.

[2]) O. Grupe, l. c.

[3]) F. Beyschlag, Erläuterungen zum Blatte Ludwigseck, S. 4.

sofern der Zimmermann'schen Annahme »eines jüngsten Systems geologischer Kraftwirkungen« eine gewisse Berechtigung nicht absprechen, als wohl durch besondere Umstände, die vielleicht mit der Vorbereitung der vulkanischen Ereignisse zusammenhingen, in unserer Gegend ein Wiederaufreißen der Spalten der Rhönrichtung stattgefunden hat, also erneute Öffnung dieser Spalten, während die der anderen Richtung hierbei geschlossen geblieben sind. O. Grupe[1]), der sich neuerdings mit diesen Fragen beschäftigt hat, geht auf die Frage, warum die Basalte in dieser Gegend die Spalten der NS.-Richtung bei ihrem Empordringen bevorzugt haben, nicht ein. Zu der zwischen diesem Autor und H. Bücking betreffs der Beziehungen zwischen Eruptionen und Dislokationen bestehenden Meinungsverschiedenheit möchte ich einige Bemerkungen machen.

Die Basalte im Bereiche der Blätter Eisenach, Salzungen und Vacha sind ganz vorwiegend auf gewissen, einander parallelen, von der N.-S.-Linie nur wenig nach NO. abweichenden Linien zum Ausbruche gekommen, die wohl nicht gut anders denn als Spalten gedeutet werden können. Auf diesen Spalten liegen hier anscheinend auch die einzigen größeren Ausbrüche wie z. B. die der Stopfelskuppe, Pflasterkaute, des Birkenkopfes, des Pleßberges, des Hundskopfes und des Öchsenberges und ebenso die Schlotbreccien von Barchfeld, Vacha und Unterbreizbach. Die größeren Ausbruchstellen sind nun durch zum Teil recht geringmächtige Gänge miteinander verbunden; z. B. ist der Basaltgang im Bärental bei Stedtfeld 0,13 m, der westliche Gang am Bahnhof Hörschel 0,05—0,00 m mächtig; dieser Gang keilt im Wellenkalk nach oben aus, während die Spalte weiter fortsetzt. Der Basaltgang im Kaliwerke Heldburg bei Leimbach keilt sich nach S. aus und zeigt nach oben eine stumpfe Endigung, wie der Südstoß einer 300 m südlich vom Schacht nach O. abgehenden Strecke deutlich zeigte. Dieses Auskeilen nach seitwärts und oben bedingt auch die bekannte Erscheinung über Tage, daß man die Gänge oft streckenweise trotz guter Aufschlüsse nicht mehr nach-

[1]) l. c.

weisen kann, weil sie die Oberfläche nicht erreicht haben. Ein Längsprofil im Streichen des Basaltes entlang einer solchen Spalte müßte dessen obere Grenze hiernach bald wie im Schacht Heldburg 320 m unter Tage (= 60 m unter N. N.), bald wie auf der Stopfelskuppe bei 413 m über N. N. verzeichnen, wozu jedoch nach Zuzählung der seit der letzten Eruption abgetragenen Schichten noch ein ansehnlicher Betrag hinzukommen dürfte. Ein solches Profil würde dann lebhaft an die bekannten Profile erinnern, die unseren Atlanten für die Hochgebirge beigegeben sind, nur mit dem Unterschied, daß sie auch unter N. N. sich fortsetzen würden. Natürlich ist es meist ebensowenig möglich, die schmalen Basaltgänge über Tage zu finden, wie auch die Spalten, die in verschiedener Tiefe mit Basalt gefüllt sind, zu verfolgen. Doch würde in neuen Aufschlüssen, Tiefbohrungen, Schächten und auf Bergwerksstrecken auf solche diaklasenartige Spalten besonders da zu achten sein, wo Basaltlinien in Frage kommen.

H. Bücking's[1]) bekannter Satz, »daß die Eruptivgesteine auf ihrem Weg aus der Tiefe den wirklich nachgewiesenen oder vermuteten Verwerfungspalten gefolgt seien und sie hier und da erweitert und vertieft hätten, wie man früher annahm, hat sich nicht als richtig erwiesen, im Gegenteil ist es mehr und mehr wahrscheinlich geworden, daß jene Spalten gar nicht bis in die Tiefe niedersetzen, in der sich der vulkanische Herd befinden mag«, wird durch meine Beobachtungen insofern bestätigt, als die Basalte den eigentlichen Verwerfungen, hier den hercynischen Spalten, allerdings nicht gefolgt sind; dagegen zeigen die meisten von mir untersuchten Basalte eine unverkennbare Beziehung zu N.-S.-Spalten. Eigentliche Verwerfungen oder stärkere Schichtenverschiebungen dieser zweiten Richtung fehlen in meinem Gebiet und treten erst im W. in der Rhön und in Niederhessen auf, wo sie die Gräben der Rhönrichtung bilden. Ich glaube O. Grupe zustimmen zu dürfen, daß wohl auch in diesem Gebiet viele nord-südliche basaltische Linien, die auf Spalten oder Gänge zurückzuführen sind,

[1]) Bücking, Die Basalte und Phonolithe der Rhön, ihre Verbreitung und ihre chemische Zusammensetzung. Sitz.-Ber. Preuß. Akad. d. Wiss. Phys. math. Klasse XXIV, S. 517.

vorhanden sind. Das präoligocäne Alter des aus 2 oder 3 Richtungen zusammengesetzten Spaltennetzes kann nach den Feststellungen Bücking's, Grupe's, Stille's und anderer heute wohl nicht mehr bezweifelt werden. Wenn aber Grupe[1]) zu dem Ergebnis kommt: »Es ist nicht nachzuweisen, daß die Spalten vor dem Ausbruch der Basalte sich neu belebt und merklich geöffnet haben . . .«, so muß ich bemerken, daß ich besonders auf Grund der Wahrnehmung, daß die Basalte das Spaltennetz der Rhönrichtung bevorzugt haben, geneigt bin anzunehmen, daß nach den präoligocänen hier zwar keine jüngeren Verwerfungen oder Schollenverschiebungen stattgefunden haben, wohl aber die Spalten der Rhönrichtung vielleicht infolge einer allgemeinen Spannung oder eines Druckes[2]) sich geöffnet haben, so daß die Basalte darin empordringen konnten, während die hercynischen Spalten geschlossen blieben. (Die O.-W.-Richtung ist hier nicht vertreten.) Die Basalte haben sich also, wenn man so sagen darf, die offenen Spalten ausgesucht; in die geschlossenen konnten sie nicht so leicht eindringen und bevorzugten deshalb die offenen Spalten. Auch glaube ich nicht, daß das Basaltmagma sich die N.-S.-Spalten geöffnet hat, sondern das Magma drang in die durch einen Druck oder dergl. bereits geöffneten Spalten ein. Ich bin also nicht der Ansicht, daß die Basalte »auf gleichsam geschlossenen toten Spalten emporgekommen« seien, wie Grupe anzunehmen geneigt ist. Selbstverständlich lehne ich aber auch die Vorstellung ab, daß die Basalte durch zur Tiefe sinkende Schollen emporgepreßt seien.

Die andere Frage, welche nächst der Spaltenfrage ihrer Lösung harrt, ist die, ob die in den Schlotbreccien enthaltenen Fragmente und Schollen von Gesteinen, die jünger sind als die in der Umgebung des Schlotes anstehenden Schichten, in präoligocäner Zeit, also lange vor der Eruption der Basalte, bereits in Spalten oder Gräben tektonisch eingesunken waren und erst nachträglich durch

[1]) Grupe, l. c. S. 315.

[2]) Die Frage, ob etwa ein durch Senkungen verursachtes Erdbeben, das den Explosionen vorausging, oder ob die letzteren selbst die Nordsüdspalten geöffnet haben, soll hier nicht erörtert werden.

die Eruption wieder zu Tage gekommen sind. Diese Frage erscheint deshalb von Wichtigkeit, weil wir nach ihrer verschiedenen Beantwortung der wichtigen Frage nach der Zeit der großen Denudationsvorgänge zu beantworten haben, die unsere Gegend betroffen haben. Denn nehmen wir mit BÜCKING an, daß diese Schollen und Bruchstücke jüngerer Gesteine bei den ersten basaltischen Eruptionen, die gasförmig waren, in die Schlote gestürzt sind, daß die jüngsten von diesen Gesteinen demnach damals die Oberfläche gebildet haben, so müssen wir auch folgern, daß seitdem in unseren vier Fällen eine Abtragung von etwa 350—400 m stattgefunden hat. Folgen wir dagegen den Ausführungen GRUPE's, so gestaltet sich die Erklärung viel komplizierter: in präoligocäner Zeit wurden in den Spalten Schollen jüngerer Gesteine tektonisch versenkt, dann wurde unter Abtragung von viele hundert Meter mächtigen Schichtenkomplexen eine präoligocäne Peneplain gebildet, und die Schichten des Oligocäns lagerten sich darauf ab. Für die weitere Periode des Oligocäns und älteren Miocäns nimmt GRUPE keine bedeutenden flächenhaften Abtragungen für das niederhessische Bergland an. Bei dem Empordringen der Basalte und bei der Bildung der Tuffe und Breccien sollen dann nach GRUPE die Fragmente dieser ehemals eingesunkenen Schollen in die Breccien gelangt sein, bezw. die Eruptiva drangen in die Schollen ein und lieferten so die Breccien.

E. PHILIPPI[1]) hatte darauf hingewiesen, daß von seiner präoligocänen Landoberfläche Thüringens in der Gegend von Eisenach und Salzungen nichts erhalten ist; in der weiteren Umgegend möchte er dagegen im Dolmar (740 m), in der Geba (751 m) und im Habnberg (668 m) Reste dieser alten Landoberfläche vermuten. H. BÜCKING gibt als Reste einer alten Landoberfläche, die zur Zeit des Beginns der vulkanischen Tätigkeit noch bestand, für die Rhön Höhen von 550—870 m an. Wenn wir zu der Meereshöhe der Schlotbreccien am Auberg und bei Oberzella die Mächtigkeitszahlen der Schichten addieren, denen die Bruchstücke in der Breccie angehören, die jünger als das Nachbargestein sind, so kommen

[1]) E. PHILIPPI, Über die präoligocäne Landoberfläche in Thüringen. Ztschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 62, 1910, S. 331, 354.

wir auf ganz ähnliche Zahlen, nämlich für den Auberg auf 650 m, für Oberzella 610 m. Diese Angaben, so wenig genau sie der Natur der Sache nach auch sein können, lassen doch die Annahme, daß die jüngsten Bruchstücke in den Breccien der damaligen Oberfläche entstammen und von oben in den Schlot gefallen sind, nicht unmöglich erscheinen. In einem tektonisch so gut wie ungestörten Gebiet wie bei Salzungen und Vacha ist es doch wohl natürlicher anzunehmen, daß die Schlotröhren sich von oben durch Einsturz mit Material der damaligen Oberfläche und des Schlotrandes füllten, als daß man zu der verwickelten Annahme greift, daß in unserem Falle der Wellenkalk in präoligocäne Spalten eingesunken gewesen sei, und daß die basaltischen Explosionen dann später gerade auf diesen Einbruchstellen gewissermaßen als *punctis minoris resistentiae* erfolgt seien. Dies kann da, wo Basaltbreccien auf wirklichen Gräben entstanden sind, wohl angenommen werden. Aber hier, wo nur verschiebungslose Klüfte oder Verwerfungen von minimaler Sprunghöhe vorhanden sind, scheint es mir doch etwas gesucht, das Vorhandensein alter eingesunkener Schollen zu Hilfe zu nehmen.

Nach einigen Bemerkungen, die von Koenen in den Erläuterungen zum Blatte Geisa macht, und nach verschiedenen Eintragungen auf den bereits veröffentlichten Kartenblättern Geisa und Lengsfeld scheinen Schlotbreccien dort ebenfalls vorhanden zu sein, und neuere Tiefbohrungen haben solche mehrfach in unserer Gegend erschlossen. Es wird daher noch die Aufgabe weiterer Untersuchung sein, diese Breccien aufzufinden und ihre Lage zur Tektonik und zu den Eruptivgebilden festzustellen.

Zusammenfassung.

Die Basaltausbrüche, die gangförmigen Eruptionen und die zur Bildung von Schlotbreccien führenden Gasexplosionen haben in unserer Gegend nicht die zahlreichen hercynischen Verwerfungsspalten, sondern ganz unbedeutende, meist verschiebungslose Spalten benutzt, die aber oft viele Kilometer weit zu verfolgen sind. Diese NS.-Spalten, denen ich ein vortertiäres Alter zuschreiben möchte, wurden kurz vor dem Beginn der Eruptionen

durch einen allgemeinen Druck, eine Spannung oder Zerrung geöffnet, während die hercynischen Spalten geschlossen blieben. Sowohl die hercynischen, wie die Spalten der Rhönrichtung sind in gleicher Weise als vorbasaltisch anzusehen, und ihre Entstehung steht zu den vulkanischen Eruptionen in keiner ursächlichen Beziehung.

Für die oben beschriebenen Vorkommnisse von Schlotbreccien halte ich es für unwahrscheinlich, daß die darin enthaltenen Bruchstücke jüngerer Gesteine in präoligocäner Zeit schon einmal eingesunken waren und dann später in die Eruptiva aufgenommen worden sind. Ich halte es vielmehr für möglich, daß die jüngsten in der Schlotbreccie enthaltenen Schichten zur Zeit der Eruption der Schlotgase die damalige Oberfläche gebildet haben und bei der Explosion in den Schlot gefallen sind, daß also seit dieser Zeit hier eine beträchtliche Abtragung von einigen 100 m stattgefunden hat.

Bohrungen in der Swinepforte.

Von Herrn **W. Kranz** in Metz.

Während meiner dienstlichen Tätigkeit in Swinemünde wurden 1908—1911 zahlreiche Flach- und Tiefbohrungen östlich und westlich der Swinemündung unter meiner Leitung ausgeführt. Die Veröffentlichung ihrer wissenschaftlichen Ergebnisse erfolgt mit Genehmigung des Königlich Preußischen Kriegsministeriums. Sie findet sich teilweise in der Arbeit von Herrn KEILHACK, Die Verlandung der Swinepforte[1]), soweit ihm das Bohrmaterial noch zur Verfügung gestellt werden konnte: Es sind die von KEILHACK unter Nr. 1, 4, 6, 7 und 8 auf Seite 212 bis 215 aufgeführten Bohrprofile. Die vielen übrigen Bohrungen hatte ich vor Beginn seiner amtlichen Kartierung dort aufgenommen.

Sämtliche Bohrungen wurden mit fallendem Ventilbohrer ausgeführt (schwere Röhre, am unteren Ende Ventil, welches Material ein-, aber nicht ausläßt; geführt in einem Mantelrohr, welches mit dem Vordringen des Bohrers sinkt). Die Bohrproben wurden dem Inhalt des Ventilbohrers entnommen.

In den nachstehenden, noch unveröffentlichten Bohrprofilen sind die Höhen- und Tiefenzahlen auf ± NN bezogen, sodaß man die einzelnen Schichten unmittelbar miteinander vergleichen kann

[1]) Dieses Jahrbuch für 1911, XXXII. II, 2. Berlin 1912. — Vergl. auch W. KRANZ, Die Umgebung von Swinemünde, Verlag W. Fritzsche, Swinemünde 1912.

und den Wechsel im einzelnen deutlich erkennt; im großen sind aber die jungalluvialen Schichten recht gleichförmig, wie schon die Profile in der erwähnten Arbeit von Keilhack zeigen. Die gelbliche Färbung des obersten Dünensandes (sämtliche Bohrungen stehen im Weißdünengebiet) hört im allgemeinen nahe unter NN auf, geht aber bisweilen noch einige Meter unter NN hinab. Da ich die Untersuchung auf Faulschlammgehalt erst bei den letzten Bohrungen durch Herrn Geheimrat Keilhack kennen lernte, als von den vorhergehenden Untersuchungen fast nur noch die Conchylien vorhanden waren, so kommt in den nachstehenden Profilen der vielfach sicher vorhandene Faulschlammgehalt nur ganz vereinzelt zum Ausdruck. Wie stark derselbe stellenweise ist, zeigte sich bei der von Keilhack veröffentlichten Bohrung Nr. 7 am Südfuß der Stranddüne etwa 50 m östlich der Landbake (Osternothafen): Hier stieg aus dem Faulschlammsand bei — 8,5 m NN ein muffig riechendes Gas mit schwacher Strömung hervor (jedenfalls Methan mit Beimengungen), welches angezündet mit heißer Flamme brannte und sich durch einfaches Auflegen von Dachpappe auf das etwa 20 cm weite Mantelrohr nicht auslöschen ließ, sondern erst mit angefeuchteter, durch Sandsack beschwerter Dachpappe[1]).

Bohrung etwa 300 m östlich Osternothafen, am Nordfuß der Annahöhendüne.

+	2,2	bis —	0,25	Hellgelblicher Dünenquarzsand
—	0,25	» —	1,0	Hellgrauer, feiner Quarzsand
—	1,0	» —	8,1	Dunkelgrauer, feiner Quarzsand
—	8,1	» —	9,9	Dunkelgrauer, tonhaltiger Faulschlammsand mit zahlreichen Schalen von *Cardium*, *Tellina*, *Hydrobia*
—	9,9	» —	10,8	Dunkelgrauer, plastischer Ton mit Schalenresten
—	10,8	» —	13,1	Dunkelgrauer, tonreicher Quarzsand
—	13,1	» —	18,8	Feiner, hellgrauer Quarzsand
—	18,8	» —	23,5	Grobkörniger, bunter Sand mit eckigen und gerundeten Steinchen bis Erbsengröße
—	23,5	»	?	Feiner, hellgrauer Quarzsand.

[1]) Mitteilung von Herrn Festungsbau-Oberleutnant Dobberack, Osternothafen. — Vergl. auch Naturw. Wochenschr. 1911, S. 650 und 752; Geol. Rundschau 1911, S. 426 f.

Bohrung auf der Stranddüne nördlich Osternothafen, etwa 150 m westlich der Landbake.

+ 3,75	bis	— 0,95	Hellgelblicher Dünenquarzsand
— 0,95	»	— 6,9	Hellgrauer, feiner Quarzsand
— 6,9	»	— 10,25	Dunkelgrauer, feiner Quarzsand mit zahlreichen Schalen von *Cardium*, *Tellina*, *Hydrobia*
— 10,25	»	— 11,25	Torfig-toniges Gemenge (Faulschlammbildung)
— 11,25	»	— 14,1	Dunkelgrauer, feiner Quarzsand
— 14,1	»	?	(— 19,75 gemessen) grobkörniger Sand mit eckigen und gerundeten Steinen bis Nußgröße.

Bohrungen etwa 50 m südlich Osternothafen.

Hier fanden auf engem Raum im ganzen 34 Bohrungen statt, welche von + 2,65 bis — 22,5 m reichten. 21 derselben erreichten 3—4 m Tiefe, 11 weitere 9—15 m, und 2 Bohrungen — 21,55 bezw. — 22,5 m. Diese letztgenannte hat Keilhack bereits veröffentlicht (Bohrloch 6). Die vorletzte ergab:

+ 1,43	bis	+ 0,18	Gelblicher Dünenquarzsand mit erbsen- bis nußgroßen Geröllen
+ 0,18	»	— 1,57	Lockeres, sandigtoniges Gemenge mit zahlreichen verwesenden Pflanzenteilen, besonders Holzstückchen
— 1,57	»	— 7,55	Hell- und dunkelgrauer, feiner Quarzsand
— 7,55	»	— 8,55	Sandreiche, tonige Sapropelschicht
— 8,55	»	— 9,55	Dunkelgrauer Sand, reich an Schalen von *Cardium*, *Tellina*, *Hydrobia*
— 9,55	»	— 11,8	Dunkelgrauer, sehr feinkörniger Quarzsand
— 11,8	»	— 12,05	Ziemlich festgelagertes, sandig-toniges Sapropel
— 12,05	»	— 13,55	Festgelagerter, hellgrauer, feiner Quarzsand mit feinen Pflanzenteilchen
— 13,55	»	— 19,55	Hellgrauer, feiner Quarzsand
— 19,55	»	— 19,7	Dunkelgrauer Mergel
— 19,7	»	— 21,55	Grober Sand, meist Quarz, mit etwa erbsengroßen, eckigen und abgerollten Steinchen von rotem Granit, Quarz, Kalkstein usw.

Die Modderschicht (+ 0,18 bis — 1,57), welche auf Grund der Bohrungen ausgegraben wurde, war auf eine Linse von etwa 25 m Durchmesser und bis ungefähr 2 m Mächtigkeit mit gekrümmter Ober- und Unterfläche beschränkt. Die von Keilhack veröffentlichte zweite Tiefbohrung (Bohrloch 6) zeigte unter der groben (Abrasions-) Sand- und Kiesschicht von — 21,8 an Geschiebemergel, darin von — 22,1 bis etwa — 22,4 neben dem

Meißel einen groben, harten Stein, bei — 22,5 m unter dem Meißel nochmals einen Stein. Hier war vermutlich die anstehende diluviale Abrasionsfläche erbohrt. Die übrigen 32 Bohrungen an dieser Stelle ergaben nichts wesentlich Neues; *Cardium*, *Tellina* und *Hydrobia* fanden sich häufig und in verschiedenen Tiefen, *Mytilus* in einer Bohrung zwischen — 5,7 bis — 9,7.

Bohrung etwa 100 m südlich vom Osternothafen.

+	1,9 bis	— 5,6	Gelblicher Dünenquarzsand
—	5,6 »	— 12,1	Feiner, grauer Sand
—	12,1 »	— 14,1	Dunkelgrauer Sand, mit blaugrauem Ton durchsetzt, mit zahlreichen Muschelschalen
—	14,1 »	— 18,1	Feiner, hellgrauer Sand
—	18,1 »	— 23,1	Hellgrauer, gröberer Sand mit gerundeten Steinen bis Apfelgröße.

Bohrung etwa 100 m westlich vom linken Swineufer ungefähr 200 m südwestlich vom Lotsenturm.

+	1,9 bis	— 5,6	Gelblicher Dünenquarzsand
—	5,6 »	— 12,1	Feiner, grauer Sand
—	12,1 »	— 14,1	Dunkelgrauer, grobkörniger Faulschlammsand mit zahlreichen Schalen von *Cardium*, *Tellina*, *Hydrobia*
—	14,1 »	— 18,1	Feiner, hellgrauer Sand
—	18,1 »	— 23,1	Hellgrauer, gröberer Sand mit gerundeten Steinen bis Apfelgröße.

Bohrung in der Plantage, etwa 300 m westlich vom Lotsenturm.

+	2,0 bis	— 0,3	Gelblicher Dünensand
—	0,3 »	— 1,5	Hellgraugelblicher Sand mit Schalen von *Cardium* und *Tellina*
—	1,5 »	— 6,0	Hellgrauer, feiner Quarzsand
—	6,0 »	— 8,0	Hellgrauer Sand mit einzelnen erbsengroßen Kieseln und Schalen von *Cardium*, *Tellina*
—	8,0 »	— 10,0	Dunkelgrauer Sand mit zahllosen Schalen von *Cardium*, *Tellina*, *Hydrobia*; weniger *Mytilus*
—	10,0 »	— 12,0	Blaugrauer, plastischer Ton
—	12,0 »	— 14,5	Dunkelgrauer, feiner Quarzsand
—	14,5 »	— 19,0	Hellgrauer, feiner Quarzsand
—	19,0 »	— 23,5	Grober, bunter Sand, meist Quarz, Korngröße meist bis 1 mm
—	23,5 »	?	Grober, bunter Sand wie im Hangenden, aber mit gerundeten und eckigen Steinen bis etwas über Nußgröße.

Außer diesen Bohrungen fanden sich in amtlichen Akten zu Swinemünde noch zahlreiche ältere Bohrprofile, auf deren wört-

liche Veröffentlichung ich verzichte, weil ich das Bohrmaterial selbst nicht mehr zu Gesicht bekam. Erwähnt sei nur: Die grobe Sand und Kiesschicht beginnt etwa 50 m östlich vom Leuchtturm (Osternothafen) unter — 21,0 m; etwa 100 m nordöstlich vom Leuchtturm unter — 18,0 m; etwa 100 m westlich vom linken Swineufer, nahe nördlich vom Lotsenturm, unter — 18,0; in der Solebohrung an der »Kastanienallee« östlich vom Waldschloß (1997) unter —18,0; in der Solebohrung an der Gadebuschstraße nördlich vom Waldschloß (1895) unter — 20,0. Es ist also eine ganz vereinzelte Ausnahme, daß eine grobe Sand- und Kiesschicht in der Bohrung auf der Stranddüne nördlich Osternothafen, etwa 150 m westlich der Landbake, bereits unter — 14,1 m beginnt. Im übrigen liegt die Oberfläche der Abrasionssande und -kiese sehr regelmäßig zwischen — 18 und — 21,0 m[1]).

In dem gesamten von mir untersuchten Bohrmaterial zwischen 3 km östlich der Landbake (Osternothafen) und etwa 1,3 km westlich Admiralstraße (Swinemünde-Bad) fanden sich die Conchylienschalen in folgenden Tiefen[2]):

Cardium edule L.	von	+ 3,95	bis	— 20,8 m	NN
Tellina baltica L.	»	+ 3,95	»	— 20,6 »	»
Mytilus edulis L.	»	± 0	»	— 19,6 »	»
Mya arenaria L.	»	+ 2,8	»	— 4,5 »	»
Hydrobia baltica Nilson . .	»	— 5,7	»	— 20,8 »	»

Mya arenaria ist also, wie Keilhack schon ausführte, auf die allerjüngsten Ablagerungen der Swinepforte beschränkt, während die 4 anderen Conchylien seit Einbruch des Litorinameeres in der Swinepforte heimisch sind[3]).

Es ist fraglich, ob bereits vor der Litorinasenkung die Swine-

[1]) Ob sie in der Bohrung auf der Stranddüne etwa 1,3 km westlich Swinemünde-Bad (Keilhack, a. a. O, S. 212, Bohrloch 1) bei — 17,1 m liegt, erscheint ungewiß, weil hier unter — 20,3 nochmals feinerer Sand lagert.

[2]) Diese Conchylien wurden dem Heimatmuseum Swinemünde überwiesen.

[3]) Daß ich *Hydrobia* in den Bohrungen über — 5,7 m nicht fand, ist wohl nur auf ihre Kleinheit zurückzuführen; am rezenten Strande kommt sie häufig vor. *Mytilus* ist verhältnismäßig selten, verschwindet aber selbst in den höheren Lagen nicht (Keilhack, a. a. O., S. 215 f.).

pforte breit durchflutet wurde[1]); entsprechende Ablagerungen oder sonstige Anzeichen hierfür wurden bei den bisherigen Bohrungen nicht nachgewiesen.

Das Grundwasser stand in den Bohrlöchern von nahe über NN an abwärts, mit geringen Höhenschwankungen, welche von dem Pegelstande der See unabhängig waren. Zeitlich nachfolgende Abhängigkeit von der Swine zeigte sich nur bei einzelnen dem Fluß stark benachbarten Bohrlöchern. Größeren Einfluß hatte die absolute Höhe der Geländeoberfläche und die Feuchtigkeit der Witterung. Brauchbares, wenn auch eisenhaltiges Trinkwasser fand sich während meiner Aufnahmen in der mehrfach genannten groben Sand- und Kiesschicht des transgredierenden Litorinameeres an allen 10 neuerbohrten Stellen, von denen die Wasserproben durch das Sanitätsamt des Königlich Preußischen II. Armeekorps zu Stettin untersucht wurden.

[1]) M. Friederichsen, Vorpommerns Küsten und Seebäder. Greifswald 1912, S. 13.

Metz, den 2. Oktober 1912.

Zur Stratigraphie der Lenneschiefer und des jüngeren Unterdevons im östlichen Taunus.

Von Herrn **Alexander Fuchs** in Berlin.

Bei meinen Aufnahmen im Jahre 1910 bis 1911 ergaben sich im Gebiete der Lenneschiefer im Bergischen und im Sauerlande und des jüngeren Unterdevons im östlichen Taunus einige Beobachtungen, über die hier vorläufig berichtet sei.

Die Kartierung im Sauerlande erstreckte sich auf die Blätter Meinerzhagen, Herscheid und Altena, von denen das erstere fertiggestellt, die anderen begonnen bzw. fortgesetzt wurden. Außerdem wurden wiederum eine größere Anzahl von Übersichtsbegehungen zwischen Rhein- und Wuppergebiet ausgeführt, um die stratigraphischen Verhältnisse, insbesondere die Beziehungen der Remscheider Schichten zum Hangenden und Liegenden weiter zu klären; die Aufnahmen auf den vorgenannten Blättern verfolgten zum großen Teile den gleichen Zweck; auf Blatt Herscheid war sodann noch die stratigraphische Stellung der den Remscheider Schichten petrographisch ähnlichen Verseschichten zu untersuchen.

Es stellte sich heraus, daß die letzteren im Kerne des Ebbesattels in weiter Verbreitung auftreten und dort die tiefste Schichtenfolge bilden, die zwischen Rhein, Ruhr, Lenne und Siegerland überhaupt zutage tritt; ob sie noch devonischen Alters ist, ließ sich nicht feststellen, da die in ihr enthaltene Fauna bisher keinerlei nähere Beziehung zu einer der bekannten Unterdevonstufen erkennen ließ. Die ganze Schichtenfolge ist graublau und setzt sich von unten nach oben zusammen aus:

1. dunklen, feinschuppig brechenden, häufig Sphärosideritknollen und Geoden führenden Schiefern von hunsrückartigem Typus (Herscheider Schiefer);
2. aus meist rauheren, graublauen, muschelig brechenden Schiefern und Grauwackenschiefern mit vereinzelten Bankfolgen fester Grauwackensandsteine und
3. aus vorwaltenden helleren, quarzitischen oder feldspatreichen Grauwackensandsteinen.

Rote Schieferlagen sind überaus selten und immer wenig mächtig. Bemerkenswert ist im Ebbetale ein dunkelgrauer bis schwarzer Quarzit, der viel primären Schwefelkies führt.

Das Hangende sind die bunten Ebbeschichten; sie bestehen zu unterst aus einer ca. 850 m mächtigen Folge von weit vorwiegenden Rot- und Grünschiefern mit vereinzelten Lagen fester Grauwackensandsteine, zu oberst aus mächtigen, oft grobkörnigen, hellen Quarzsandsteinen mit zwischengelagerten graublauen, sandigen und untergeordnet auch roten Schiefern; besonders bemerkenswert aber sind eingeschaltete Bänke von Quarzkonglomeraten, die vom Wuppergebiet östlich Wipperfürth bis über die Lenne hinaus verfolgbar sind. Ob sie dem Remscheider Konglomerat entsprechen könnten, ist immer noch fraglich[1]).

Erst über diese Schichtenfolge legen sich stratigraphisch genauer bestimmbare Sedimente, die Wiebelsaatschichten, die aus roten, grünen und graublauen Schiefern, untergeordneten, oft feldspatreichen Grauwackensandsteinen und einer an der Basis eingelagerten Decke von Quarzkeratophyr nebst zugehörigen Tuffen bestehen und wie die im Hangenden folgenden Remscheider Schichten ins Oberkoblenz gestellt werden. Bei Meinerzhagen gehen typische Remscheider Schichten ganz allmählich über in die *Cultrijugatus*-Zone, durch deren Entdeckung erst die Möglichkeit einer genaueren Parallelisierung des sauerländisch-

[1]) Im Sommer 1912 wurden bei Solingen unter Rotschiefern und Konglomeraten typische Verseschichten entdeckt, so daß eine Parallelisierung der Remscheider und der Ebbekonglomerate nunmehr durchführbar ist.

bergischen Unterdevons mit demjenigen anderer Gegenden ermöglicht wurde.

Für das Untere und Obere Mitteldevon hat sich in dem Remscheid-Altenaer Sattel und in der Lüdenscheider Mulde die A. Denckmannsche Gliederung bewährt. Von besonderem Interesse war noch die Auffindung der Hobräcker- und Mühlenbergschichten auf dem Nordflügel des Ebbesattels bei Anschlag und südlich Halver, weil dadurch die Gültigkeit der Gliederung, die in dem östlichen Teil des Remscheid-Altenaer Sattels geschaffen wurde, auch für den NW.- und W.-Teil des Ebbesattels erwiesen ist. Nur die Hohenhöfer Schichten, das unterste von Denckmann ausgeschiedene Schichtenglied, die auf dem Nord- und Westflügel ebenfalls noch beobachtet sind, fehlen auf dem Südflügel des genannten Sattels östlich Wipperfürth und müßten dort dann ganz oder z. T. durch die *Cultrijugatus*-Zone vertreten sein, da die liegenden Remscheider Schichten im Remscheid-Altenaer Sattel sowie auf dem NW.- und W.-Flügel des Ebbesattels die Hohenhöfer Schichten, auf dem Südflügel des Ebbesattels aber die *Cultrijugatus*-Zone unterteufen. Die letztere selbst wird als Grenzhorizont zwischen Unter- und Mitteldevon aufgefaßt.

Auf dem N.-Flügel des Ebbesattels zwischen Homert bei Lüdenscheid und Ohle im Lennetal und auf dem S.-Flügel östlich Wipperfürth macht sich im unteren Teile des Mitteldevons ein bedeutender Facieswechsel geltend, der eine besondere Gliederung der jüngeren Schichten bedingt. Es ließ sich hier im Hangenden der *Cultrijugatus*-Zone von unten nach oben unterscheiden:

1. eine Zone rauher, meist sehr dickbankiger Crinoidenschiefer, etwa den Hobräcker Schichten entsprechend;
2. eine Zone fester, dünn- bis dickbankiger, feinkörniger Grauwackensandsteine mit sehr untergeordneten Schieferlagen und reicher Fauna, darunter bereits *Newberria* (Meinerzhagener Sandstein, etwa den Mühlenbergschichten Denckmanns entsprechend);
3. die Zone der Selscheider Calceolaschiefer, vorwiegend milde, oft mergelige Schiefer mit vereinzelten

Lagen von Grauwackensandsteinen und Kalken. Bisher auf beiden Sattelflügeln beobachtet;

4. Oberer *Newberria*-Sandstein, feste Grauwackensandsteine mit sehr untergeordneten Schiefern, auf dem Nordflügel des Ebbesattels zwischen Homert und Ohle-Werdohl die Honseler Schichten der Lüdenscheider Mulde unterlagernd. Normale Brandenbergschichten sind hier nicht mehr entwickelt.

Im Spätherbst 1910 wurden auf Blatt Oberreifenberg-Feldberg die Aufnahmen in der Nordostecke in der Umgebung von Mauloff und Landstein fortgesetzt; auf die Frage nach den Beziehungen des dort entwickelten, Porphyroidtuffe führenden jüngeren Unterdevons zu den Plattensandsteinen mit *Prosocoelus Beushauseni* und zahlreichen Cypricardellen wurde besondere Rücksicht genommen; die schon früher vom Verfasser durchgeführte Parallelisierung der letzteren mit dem petrographisch und faunistisch ebenso entwickelten mittelrheinischen Horizont des *Prosoc. Beushauseni* und der Cypricardellenbänke an der Basis der Unterkoblenzschichten fand weitere Bestätigung, besonders noch durch die Entdeckung der auch am Mittelrhein in dieser Zone bekannten Pilabank.

Berlin, im September 1912.

Die Mittel-Posensche Endmoräne und die damit verbundenen Oser.

Von Herrn **Johannes Korn** in Berlin.

Hierzu Tafel 24.

Im Jahre 1909 erschien die dritte Auflage von WAHNSCHAFFE's »Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes«. Auf der diesem Werke beigegebenen Karte der Hauptmoränenzüge usw. sehen wir östlich und westlich von der Stadt Posen je einen kurzen Endmoränenzug angegeben. Das östliche dieser beiden Endmoränenstücke ist in diesem Jahrbuche für 1894 von BERENDT und KEILHACK[1]) beschrieben worden; das westliche wurde von KÖHNE bei der geologischen Aufnahme der Blattes Duschnik aufgefunden. Ein Blick auf die diesem Aufsatze beigegebene Übersichtskarte zeigt, daß diese beiden Endmoränen Teilstücke eines großen Zuges darstellen, den ich im dienstlichen Auftrage im Herbst 1911 habe begehen können, und den ich von der russischen Grenze bei Powids durch die ganze Provinz Posen bis in die Gegend von Birnbaum in ostwestlicher Richtung in einer Längenerstreckung von über 180 km verfolgen konnte. Ich will diesen Endmoränenzug als die »Mittel-Posensche Endmoräne« bezeichnen.

Als ich im Herbst 1908 einen Teil des Blattes Witkowo geologisch aufnahm, konnte ich feststellen, daß die Talsande des Urstromtales der Struga, das östlich von Witkowo vorbeizieht,

[1]) S. 248 f, Taf. VII.

weiter nördlich in ein flaches, ausgedehntes Sandgebiet übergehen, das durchaus die Beschaffenheit eines Sanders zeigte. Ein Durchwandern dieses Sanders in der Korschiner Forst in der Richtung auf den Ostrowitter See zu führte mich am Nordrande dieser Forst in ein ganz anders gestaltetes Gelände, das sich als eine kuppige Grundmoränenlandschaft erwies und bei Gaj in einer deutlich ausgeprägten Endmoräne gegen den Sander abschnitt. Eine Verfolgung der hier zuerst aufgefundenen neuen Endmoräne nach Westen zu bis in die Gegend von Gnesen brachte mich bald zu der Überzeugung, hier die Hauptendmoräne aufgefunden zu haben, zu der die Witkowoer Endmoräne nur eine Vorstaffel bildet. Durch weitere Begehungen konnte ich dann 1908 die Hauptmoräne über die Blätter Tremessen, Gnesen und Schwarzenau verfolgen. Für die weiteren Studien kam es mir sehr zu statten, daß die Blätter Murowana-Goslin, Posen und Sady bereits vor längeren Jahren geologisch aufgenommen waren, wenn man auch damals die Endmoränen als solche nicht erkannt hatte. Auf die Endmoränen bei Zlotnik und Suchylas hatte Jentzsch[1]) schon hingewiesen. So konnte ich Herrn Keilhack als Beitrag zu seiner in diesem Jahrbuche für 1909 veröffentlichten Karte der Endmoränen und Urstromtäler Norddeutschlands eine vorläufige Skizze des wahrscheinlichen Verlaufes der Mittel-Posenschen Endmoräne von der russischen Grenze bis auf Blatt Duschnik vorlegen.

Mannigfache Umstände verhinderten in den folgenden Jahren die geplante Begehung der Endmoräne; erst im Herbst 1911 konnte ich sie endlich ausführen und etwa zwei Wochen darauf verwenden. Inzwischen war durch Jentzsch die Bearbeitung von Bl. Schwersenz, durch Dammer und Assmann der Abschluß der Kartierung von Bl. Duschnik sowie die Aufnahme von Blatt Gr. Gay ausgeführt worden. Leider konnte ich die Herren im Gelände nicht mehr treffen, doch zeigte sich bei dem nachträglichen Vergleich vollständige Übereinstimmung unserer Darstellungen auf den betr. Blättern.

[1]) Dieses Jahrbuch für 1907, S. 1057 f, S. 1060.

Die Mittel-Posensche Endmoräne erstreckt sich im allgemeinen in der Richtung von Osten nach Westen den $52^1/_2{}^0$ n. Br. entlang, bald nach Norden, bald nach Süden über diesen hinausgehend. Sie ist fast in ihrer ganzen Erstreckung mehrfach gestaffelt, wobei die Hauptmoräne im allgemeinen von dem nördlichsten Zuge gebildet wird, während die südlichen Staffeln nur als Vorstaffeln zu betrachten sind, da Sander von erheblicher Ausdehnung mit ihnen meist nicht verbunden sind. Es kommt größtenteils doppelte, aber auch drei-, sogar vierfache Staffelung vor. Was die petrographische Ausbildung anbelangt, so scheint eigentliche Blockpackung im ganzen selten zu sein, doch wurde solche gelegentlich, beispielshalber südlich von Pinne beobachtet. Kiese kommen oft vor; am häufigsten besteht aber die Endmoräne aus steinigen und kiesigen Sanden. Bei der geringen Zahl von Aufschlüssen konnte über den Aufbau oft nichts ermittelt werden. Aufpressungen von Tertiär kommen nicht selten vor, so in der Posener Gegend und in der Moschiner Endmoräne, wo sie auch von Jentzsch beobachtet worden sind. Oft besteht die Endmoräne aus Geschiebemergel, so in der Gegend von Witkowo, wo die Kerne der Vorstaffeln daraus aufgebaut sind; auch die gewaltige Vorstaffel südlich von Kicin auf Blatt Schwersenz besteht größtenteils daraus. Der petrographische Gegensatz zwischen Vor- und Hinterland ist meist recht gut ausgeprägt; nur bei den Vorstaffeln ist er oft verwischt, namentlich da, wo kein eigentlicher Sander ausgebildet ist. Andererseits verwischt er sich auch, beispielshalber auf Blatt Murowana-Goslin, wo die Sander der einzelnen Staffeln bis an die jeweils nächste Staffel heranreichen. Im übrigem findet sich meist ein scharfer Gegensatz zwischem dem Geschiebemergel des Hinterlandes, der sich oft als bewegte Grundmoränenlandschaft entwickelt zeigt, und den flachen Sandern des Vorlandes. Durchragungen sind nicht selten festzustellen, so auf den Blättern Murowana-Goslin und Schwersenz.

Außerordentlich auffällig schon für den flüchtigen Blick ist der Reichtum des Hinterlandes an Seen gegenüber der Armut des Vorlandes an solchen; namentlich ist die Gegend von Tremessen,

Pudewitz, Pinne und Birnbaum reich daran. Von erloschenen Stauseen hinter der Endmoräne habe ich ebenfalls mehrere feststellen können.

Was die orographische Gliederung der Endmoräne angeht, so ist sie außerordentlich verschiedenartig. Bald sind es lange Wälle, bald einzelne längliche, zuweilen auch runde Kuppen; oft zeigen sich steile Flanken, dann wieder ganz flach geböschte Hügel. Dem gewaltigen Buchberger Zirkus südlich von Pinne (auf Blatt Neustadt bei Pinne) mit 18 m relativer Höhe und steilen Flanken stehen flache kaum 3—5 m hohe Hügel, wie z. B. nördlich von Wreschen, gegenüber, die das ebene Geschiebemergelgebiet des Vor- und Hinterlandes kaum überragen. Die absolute Höhe schwankt nicht unbeträchtlich; die größte Erhebung zeigen die Höhen bei Morasko (Blatt Posen) mit 153,9 m; nicht weit davon erreicht die Moräne nördlich vom Vorwerk Przezmierowo auf Blatt Sady nur wenig über 90 m. Das sind etwa die äußersten Grenzen der absoluten Höhenzahlen, die sich im Durchschnitt etwa zwischen 100 und 120 m bewegen.

Die 18 im Gebiete der Karte eingetragenen Oser sind zum größten Teil von mir neu aufgefunden worden. Sehr bemerkenswert ist es, daß zwölf von ihnen in nahem Zusammenhange mit Endmoränen stehen; fünf Oser durchbrechen den Zug der Endmoräne, eine größere Anzahl ist zwischen den verschiedenen Staffeln eingeordnet, und nur fünf (diese im Vorlande, einer im Hinterlande) lassen gar keine unmittelbare Beziehung zu Endmoränen erkennen. Schwierig bleibt für die Erklärung der Entstehung dieser Gebilde die Durchbrechung der Endmoräne; sie wird nur verständlich, wenn man größere Eisflächen bei den Endmoränen als totes Eis betrachtet, und damit steht die Tatsache der Endmoränen selber, die zu ihrer Bildung im allgemeinen ein noch bewegtes Eis brauchen, in einem gewissen Widerspruche. Man wird beide Voraussetzungen vereinigen müssen, um eine befriedigende Erklärung zu ermöglichen.

Es muß nämlich nachdrücklich darauf hingewiesen werden, daß eine Erhaltung von Osern, so wie wir diese Gebilde heute beobachten,

nur im toten Eise denkbar erscheint. Denn eine Bewegung des Eises würde die leicht zerstörbaren Kies- und Sandwälle bald vernichten. Wohl mögen auch in Spalten des bewegten Eises Ablagerungen von Sedimenten reichlich erfolgt sein, aber diese sind in ihrer äußeren Gestalt niemals erhaltungsfähig gewesen; ihre Formen wurden durch die Bewegung des Eises zerstört und die Sedimente über eine größere Fläche ausgebreitet. Viele »Oberen Sande« mögen auf diese Weise entstanden sein. Zur Erhaltung der äußeren Formen eines Oses ist also seine Ablagerung im toten Eise unbedingt erforderlich. Man betrachte zum Beispiel den Seehorster Os (s. S. 492 dieser Arbeit) unter diesen Gesichtspunkten: das in seiner Längserstreckung fast rechtwinklig geknickte Gebilde müßte bei jeder irgendwie gerichteten Bewegung des Eises notwendig zerstört worden sein. Die Endmoräne aber braucht zu ihrem Aufbau eine beständige Heranschaffung neuen Materials, da ja nur der Überschuß des Herangeschafften über das im Sander entfernte als Endmoräne an Ort und Stelle liegen bleibt. Sie bedarf also eines während ihrer ganzen Entstehungszeit bewegten Eises, andernfalls können sich nur geringfügige Randmoränen bilden. (Von den Aufpressungsmoränen sehen wir dabei natürlich ab). Wenn wir nun hier an so vielen Punkten eine Unterbrechung von Endmoränen durch einen Os beobachten, so geht daraus hervor, daß nach der Aufschüttung der Endmoräne daß Eis dahinter ohne Bewegung tot lag; die Aufschüttungen und Aufpressungen in den Spalten, die wir heute als Oser beobachten, setzten dann erst ein; die Oser sind also die jüngsten Bildungen.

Da totes Eis nur in den Randgebieten des Inlandeises sich ausbilden konnte, so wird die räumliche Verbindung der Oser mit den Endmoränen verständlich.

Gibt man die dargestellte Entstehungsweise als richtig zu, so erhellt ohne weiteres, daß die zuweilen beliebte Bezeichnungsweise der Oser als »Radialmoränen« als völlig verfehlt anzusehen ist. Die Betrachtungsweise, die sich in dieser Bezeichnung ausspricht, geht lediglich von morphologischen Gesichtspunkten aus. Es kann uns aber bei der Auffassung diluvialer Erscheinungen

wirklich nicht damit gedient sein, das genetische Moment gegenüber dem morphologischen völlig in den Hintergrund zu schieben.

Was die beigegebene Übersichtskarte anbelangt, so wurde sie nach meinen Aufnahmen, die auf den Meßtischblättern gemacht sind, im Maßstabe 1 : 500000 auf der topographischen Unterlage der LEPSIUS'schen geologischen Karte Deutschlands entworfen. Die Urstromtäler sind mit wenigen Abänderungen von dort übernommen, sie bedürfen natürlich im Einzelnen vielfach der Berichtigung. Von Endmoränen des Gebietes der Karte sind nur die zur Mittel-Posenschen gehörigen eingetragen; alle andern — so die von JENTZSCH bei Mogilno erwähnten, die von TIETZE bei Zerkow aufgefundenen u. a. — blieben unberücksichtigt. Über die von WAHNSCHAFFE angegebene Endmoräne bei Betsche[1]), die gleichfalls fortgelassen wurde, wird noch zu reden sein. Von Osern im Vorlande sind der Kriesinger, Brodnicaer und Zabnoer Os nach den Angaben von WERTH[2]), der bei Krschywagura südlich von Wreschen z. T. nach den Angaben von WÖLFER[3]) eingetragen (von mir bis Miloslaw verlängert), der bei Scharzig z. T. nach den Angaben von WAHNSCHAFFE[4]), die übrigen nach eigenen Studien[5]). Die Übersichtskarte ist infolge des kleinen Maßstabes stellenweise unvollständig; maßgebend sind die nachfolgenden Beschreibungen, mit denen man die Meßtischblätter vergleichen wolle.

Nach diesen einleitenden Bemerkungen gehen wir nun zur Einzelschilderung der Moräne über und beginnen zunächst an der russischen Grenze mit der Vorstaffel der weiter nördlich sich hinziehenden Hauptendmoräne.

---

[1]) Siehe d. Jahrb. f. 1894, S. 249.

[2]) Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde 1909, S. 540 ff.

[3]) Siehe dies. Jahrb. für 1891, S. 268 ff.

[4]) Oberfl. d. nordd. Flachl. [3] S. 204.

[5]) Während des Druckes dieser Arbeit geht mir der Aufsatz des Herrn Landesbauinspektors FREYSTEDT: »Die Oberflächengestaltung der Umgebung der Stadt Posen« (Z. d. Nat. Abt. d. D. Ges. f. K. u. W. in Posen, Jahrg. XIX, 1912) zu. Es ist mir erfreulich, soweit es die Mittel-Posensche Endmoräne angeht, im wesentlichen Übereinstimmung mit Herrn FREYSTEDT feststellen zu können, die um so wertvoller ist, als beide Arbeiten völlig unabhängig von einander entstanden sind. Die Hauptdifferenzen beruhen darauf, daß Herr FREYSTEDT verschiedentlich Endmoränen zeichnet, wo ich Oser festgestellt habe.

Powidser Bogen.

Die Grenze schneidet bei Studzinietz auf Blatt Radlowo das Südende des Powidser Sees ab. Hier beginnt die Vorstaffel, indem sich südwestlich von Powids aus der Gegend westlich und südwestlich von Rudunek eine Reihe von flachen Hügeln in nach Nordosten geöffnetem Bogen nach dem Südende des Skorsentschiner Sees bei Lugi hinzieht. Den Powidser See scheint auch auf russischem Gebiete im Westen ein Endmoränenzug zu begleiten; nach Süden setzt sich die Niederung des Sees über Mieczownica nach Slupca in einem breiten Tale fort. Der Skorsentschiner See, der Rest eines alten Stausees, der fast in seinem ganzen Umfange von Talsandflächen umgeben ist, endigt nach Süden in zwei Zipfeln. Von diesen hat der westliche eine ganz flache, sandige Fortsetzung in einem diluvialen Tale, das sich nach Südwesten hinzieht und bei Strzyzewo sich mit dem Urstromtale der Struga vereinigt. Der östliche Zipfel dagegen zeigt eine Umrandung von Endmoränen, die ihn in nach Nordosten geöffnetem Halbkreise umgeben und bei Lugi sich mit dem von Süden kommenden Zuge vereinigen. Wahrscheinlich gehört auch die massige sandige Höhe südlich von Pappelberg (Wilkowo) noch dazu. Das Vorland wird auf Blatt Radlowo in der Korschiner Forst bei Rudunek und im Ruchotschiner Walde von einem flachen Sander eingenommen, der sich bis fast nach Radlowo erstreckt und mehrfach, so besonders in den Jagen 51, 43, 44 die tiefen kesselförmigen Einsenkungen zeigt, deren Entstehung sich auf liegen gebliebene Eismassen zurückführen läßt, die eine Beschüttung an diesen Stellen verhinderten. Sie sind für den Sander besonders charakteristisch; ich bezeichne sie als »Eisschmelzlöcher«; sie entsprechen den Kettle-holes der amerikanischen Geologen.

Das Hinterland der Endmoräne in der Gegend von Powids und Charbin und weiter nach Nordosten über Imsee (Prschibodsin der älteren Karten) hinaus besteht aus einem Geschiebemergelgebiet, das z. T. stark kuppige Landschaftsformen zeigt und nordwestlich von Powids sich bis über 130 m erhebt, während die Endmoräne sich auf 122 bis 124 m hält. Beim Vorwerk Wilkowko

wird die Endmoräne durch die oben erwähnten Talsande des südwestlichen Abflusses des Skorsentschiner Sees auf eine kurze Strecke unterbrochen; die niedrigen Höhen östlich und südöstlich vom Vorwerk Hutta-skorsentschin bilden dann ihre Fortsetzung. Es folgt darauf wieder eine Lücke, in der man nur flach liegende Sande beobachtet: erst westlich von Kamionka ist, schon auf Blatt Witkowo, wieder ein Stück der Endmoräne zu beobachten, es ist die am Nordende mit 119,9 bezeichnete, fast nordsüdlich gestreckte Höhe, die westlich von der Wegegabelung bei 112,5 m liegt. Die Endmoräne setzt sich dann nach Norden in den niedrigen Hügeln bei der Försterei Althof fort. Hier scharen sich zwei Bogenstücke; die bisher geschilderten gehören dem Westrande eines nach Norden geöffneten Bogens an, der in seiner zentralen Depression vom Skorsentschiner und Powidser See ausgefüllt wird, und dessen östliche Hälfte auf russischem Gebiete liegt. Ich will diesen Bogen als den »Powidser Bogen« bezeichnen.

In der Scharung beginnt das Urstromtal der Struga, deren Talsande in die Sande des Sanders der weiter nördlich liegenden Hauptendmoräne übergehen. Das an der Scharung bei Klondau beginnende, dem Powidser Bogen westlich sich anschließende und als »Witkowoer Bogen« zu bezeichnende Teilstück der Vorstaffel läßt sich nach Westen zu bis in die Gegend von Niechanowo (Bl. Witkowo) und Drachowo (Bl. Schidowo) verfolgen; hier liegt wieder eine Scharung, und es beginnt ein neues Bogenstück. Im Witkowoer Bogen ist eine mehrfache Staffelung festzustellen; es läßt sich ein älterer äußerer Bogen von einem jüngeren inneren gut unterscheiden. Jener beginnt östlich von Witkowo mit der Höhe nördlich neben der Kleinbahn beim Punkte 111,5 der Karte; angescharte Bogenstücke liegen südöstlich von der Stadt, sie bilden die langgestreckte Höhe, die in 115,7 m gipfelt, und die Höhe mit der Kiesgrube am Wege nach Birkenfeld im Strugatale. Die Stadt Witkowo selbst liegt auf einer Endmoräne, die hier größtenteils aus Geschiebemergel besteht und nur am jüdischen Begräbnisplatze sandige Entwicklung zeigt. Von

Witkowoer Bogen.

hier setzt sie sich in mehreren parallelen langgestreckten Hügeln nach Malenin zu fort, von wo ab sich die verschiedenen Richtungen vereinigen und ein einziger langgestreckter Rücken sich in ostwestlicher Richtung über Karsewo nach Oberhof hinzieht, großenteils aus Geschiebemergel aufgebaut. Nach kurzer Unterbrechung beginnt sie dann bei Friedrichstein wieder und wendet sich hier nach Nordwesten; sie besteht hier aus sandigen Kiesen, die bei Friedrichstein mehrfach aufgeschlossen sind. Am Nordausgange von Drachowo endigt dieses Teilstück in einer rundlichen Kuppe. Der innere nördliche Bogen beginnt bei Klondau und zieht sich von dort in der Richtung nach Südwest etwa 2 km lang hin. Er besteht hier aus Geschiebemergel mit dünner Sanddecke, die nur an einigen Stellen mächtiger wird. Dann geht er in eine mehr westliche Richtung über, die er bis Malachowo-szemborowice ungefähr beibehält; seine petrographische Ausbildung bleibt die gleiche. Es folgt eine Lücke bis Arzugowo; hier nimmt dann die Endmoräne eine nordwestliche Richtung an, um bei Niechanowo mit dem westlich anstoßenden »Wreschener Bogen« in Scharung zu treten. Der nördliche Bogen bleibt in seiner Höhenentwicklung bei durchschnittlich 120 m; der südliche ist im allgemeinen etwas niedriger. Die relative Höhe beträgt bei dem inneren Bogen 5—6 m, bei dem äußeren etwa ebenso viel und erreicht nur selten einmal auch 8—10 m. Es sind also vergleichsweise unbedeutende Bildungen; dem entspricht auch das Fehlen eines Sanders und aller starken Höhenunterschiede im Gelände. Das Vor- und Hinterland besteht gleichmäßig aus flachem, zum Teil fast ebenem Geschiebemergel, der sich nördlich von Witkowo noch bis über Folwark hinaus verfolgen läßt; es fällt ganz langsam von Norden nach Süden. Das aus der Scharung mit dem Powidser Bogen entspringende, heute von der Struga durchflossene, mit Sanden ausgefüllte Urstromtal läßt sich in deutlicher Ausbildung über die Blätter Mieltschin und Sokolnik verfolgen, wo es auf russisches Gebiet übertritt, um sich dann bald mit dem Warschau-Berliner Haupttale zu vereinigen. Von Nordosten her erhält es das Abflußtal der Senke des Skorsentschiner Sees, auf russischem Gebiete das

des Powidser Sees, das zur Diluvialzeit den zentralen Teil des Powidser Bogens entwässerte. Im Gegensatze dazu besaß der Witkowoer Bogen damals keine erhebliche Entwässerungsrinne, in der sich größere Talsandmassen hätten ablagern können.

Wir wenden uns nun zur Schilderung der Hauptendmoräne und gehen auch hier wieder von Osten nach Westen.

Tremessener Teilstück.

Auf Blatt Orchowo beginnt die Endmoräne am Nordende der Korschiner Forst mit einigen unbedeutenden Hügeln; die Höhe 116,5 südlich vom Schidlowitzer Kirchhof, ferner Punkt 120 m im Jagen 67 u. a. gehören dazu. Auf Blatt Powids übertretend zieht sie dann vom Ostrande her (Höhe 120 m südlich von Orchowko) am Nordrande der Powidser Parzellen entlang mit Höhen bis 127 m von Ost nach West in ziemlich geschlossenem Zuge, um dann östlich von »zu Wilatkowo« der Karte nach Nordwest umzubiegen und bald undeutlich zu werden. Ein schön ausgeprägter Sander, der mehrere Kilometer breit ist, begleitet sie im Süden, das Hinterland besteht größtenteils aus Geschiebemergel und zeigt unruhig bewegte Formen mit vielen kleinen und größeren Seen. Die Endmoräne wird dann durch den Zocher See und den Schlowitzer Oszug auf eine Strecke von fast 3 km unterbrochen. Hier scheint es angebracht, einen Blick auf die Oser der Gegend zu werfen und den Zusammenhang zu betrachten, in dem sie mit den beiden großen Seen der zentralen Depression des Powidser Bogens stehen.

Anastasewoer Os.

Vom Blatt Orchowo her zieht sich längs der russischen Grenze eine Kette von langgestreckten, schmalen Seen in der Richtung von Nordost nach Südwest. Es sind der Kornater See, Suschewoer und Budsislawer See, einige kleinere unbenannte bei Kurtschewko, ferner die beiden parallelen Nordostzipfel des Powidser Sees, von denen der nördliche sich in der Senke des Ruschiner Sees fortsetzt. Beide Seenketten sind Osgräben. Der etwa 10 bis 11 km lange Os der südlichen Kette, den ich als den »Anastasewoer Os« bezeichnen will, beginnt auf der preußischen Seite bei Suschewo — vielleicht gehören noch einige Hügel am Nordufer des Kornater Sees dazu — und begleitet das Nordufer

setzt stellenweise unmittelbar am Rande der Seensenke ein, so z. B. am Westrande des Modsche-Sees. Erst nördlich von Wolaskorzencin nimmt sie in den sandigen Höhen, die sich durch Szczytnik über Charlottenhof (Bl. Gnesen) nach dem Victoria-Garten hinziehen, eine mehr geschlossene Form an. Hier südlich von Gnesen ist wieder eine nicht sehr ausgeprägte Scharung zweier Bogenstücke zu beobachten. So deutlich ausgeprägte Bogen wie in der Vorstaffel sind in der Hauptendmoräne bis hierhin nicht entwickelt; sie zieht sich mehr geradlinig hin und ändert die allgemeine Richtung nur langsam. Immerhin sind die Scharungen einzelner Teilstücke deutlich zu erkennen und geben sich besonders in der Richtungsänderung kund. Die Teilstücke entsprechen deutlich den Bogenstücken der Vorstaffel; die allgemeine Ursache, die diese Bogen ausbildete, hat in der Hauptendmoräne nur wesentlich schwächer gewirkt. Das Hinterland der Endmoräne weist westlich vom Schlowitzer Os eine wellige, z. T. kuppige Grundmoränenlandschaft auf, die vielfach von Seen durchzogen ist. Namentlich in der Gegend südlich von Tremessen ist kuppige Grundmoränenlandschaft ausgezeichnet entwickelt, ebenso auch auf Blatt Gnesen, wo sie in breitem Streifen fast die ganze Südhälfte des Blattes einnimmt. Weiter nördlich treten dann mehr ebene Formen auf. Westlich vom Wierzbaniczier See liegen nördlich von Szczytnik die ebenen Ablagerungen eines diluvialen Stausees, der sich bis südlich von Thalsee verfolgen läßt. Im Vorlande zeigt sich ein sehr schön und deutlich ausgeprägter Sander, der in der Korschiner Forst auf den Blättern Tremessen und Witkowo in der Gegend von Kolonie Krüsau und Piaski sich bis fast nach Folwark verfolgen läßt und hier eine Breite von über 5 km erreicht. Weiter westlich wird er schmaler, während er südlich von Gnesen in der Scharung wieder etwas breiter wird.

Elisenhainer Os.

Hier liegt zwischen den beiden Staffeln bei Elisenhain der kleine, niedrige, nur 3 km lange »Elisenhainer Os«, der auf Blatt Schidowo südwestlich von Wildschütz am Rande des noch vom Sander eingenommenen Gnesener Stadtwaldes beginnt und schwach geschlängelt in fast nordsüdlicher Richtung bis südwestlich von Elisenhain zu verfolgen ist.

Wir gehen nun wieder zu der Vorstaffel über und schildern zunächst den »Wreschener Bogen«. Er beginnt mit den Höhen nördlich von Niechanowo auf Blatt Witkowo, wo er sich mit der inneren Staffel des Witkowoer Bogens schart. Von hier zieht er in einzeln liegenden Hügeln, die bis 125,5 m erreichen (Bl. Schidowo), in südwestlicher Richtung bis nach Ludwigshorst; dort nimmt er eine fast südliche Richtung an. Es gehören zu ihm die größtenteils aus Kies aufgebauten Hügel zwischen Jelitowo, Sultsch, Grotkowo und Schechowo. Zwischen Sultsch und Tecklenburg (Bl. Wreschen) zeigen sich nur unbedeutende Höhen in den Endmoränen, es gehören dazu die Kuppen 117,9 und 117,6. Die Richtung wird bei Tecklenburg wieder südwestlich und bleibt so bis Slomowo; es gehört u. a. die Höhe 118,7 und der Dreieckspunkt 119,1 bei Slomowo dazu. Hier tritt eine Unterbrechung von etwa 3,5 km Breite ein — wenn nicht die Höhe östlich von Gr. Psary-Hauland dazu gehört — und erst bei Opatowko (Bl. Nekla) setzt die Endmoräne in der Westhälfte des Wreschener Bogens wieder ein. Die Wreschnitza durchbricht bei Slomowo in schmalem Tale den Endmoränenzug; Talsande scheinen zu fehlen, denn die Strecke vom Bahnhof Wreschen bis nach Waldhorst besteht aus Geschiebemergel; und da auch Talgehänge nirgends zu finden sind, so scheint eine größere eiszeitliche Abwässerungsrinne des Wreschener Bogens hier zu fehlen. Bei Opatowko beginnt nun ein Richtungswechsel, indem die Endmoräne von hier durch das Blatt Nekla von Ostsüdost nach Westnordwest zieht. Sie beginnt mit der rundlichen Höhe 128,8 nördlich von Opatowko und südlich von der Bahn mit etwa 15 m relativer Höhe und zieht von hier, immer von der Bahn begleitet, über die Höhen 117,4 und 125,3 bei Zasutowo, den Windmühlenberg südlich von Chlapowo-Hauland, die Höhe 122,3 bei Kokoszki nach dem Kiesgrubenberge südlich von Nekla. Nach kurzer Unterbrechung beginnt sie wieder in dem Höhenzuge südlich bei Starczanowo (Höhe 120,5), durchzieht das Wäldchen westlich von diesem Orte in seinem Südrande und ändert dann westlich von diesem Wäldchen in der Höhe 134,4 am Blattrande wieder ihre Richtung, indem sie sich nach Nordwesten wendet. Sie geht in dieser

Wreschener Bogen.

neuen Richtung auf Blatt Kostschin über, wo die Berge bei »zu Briesen« der Karte östlich von Siedlec mit der Höhe 129,5 zu ihr gehören. Hier geht sie in eine nördliche Richtung über; die Höhen bei 127,6 in der Nordostecke des Blattes Kostschin und die anstoßenden bei Siedletz-Hauland in der Nordwestecke von Blatt Nekla gehören dazu, ebenso die Höhen im Walde östlich bei Rujsce und nordöstlich von Sanniki; hier schart sie sich mit einem westlich anstoßenden Bogen.

Nowojewoer Vorstaffel.

Eine kleine Vorstaffel dieser Westhälfte des Wreschener Bogens ist auf Blatt Nekla ausgebildet, wo die Höhen bei Gonsiorowo, die Höhe 127,6 am Bergvorwerk bei Stempocin, der Gurschno-Berg (124,8) und die Höhen am Vorwerk Nowojewo nordwestlich von Kgl. Biskupice ihre Ausdehnung bezeichnen. Sie mögen die »Nowojewoer Vorstaffel« heißen. Im Windmühlenberge nordöstlich von Gnetowy schart sie sich mit der Hauptstaffel.

Seehorster Os.

Bei Dammühle in der Südostecke von Blatt Pudewitz ist die Endmoräne auf eine kurze Strecke unterbrochen; diese Lücke durchzieht ein Os, senkrecht auf die Richtung der Endmoräne. Dieser Os entspringt östlich von Zberkowo auf Blatt Pudewitz etwa in der Mitte des Ostrandes, läuft von da nach Südosten nach Blatt Schwarzenau, wird südwestlich von Tschachurki von der Chaussee durchschnitten und zieht in derselben Richtung bis westlich von der Försterei Seehorst. Bis hierher fehlt ihm der Osgraben. Hier ändert er nun seine Richtung fast im rechten Winkel und zieht bald am Westrande, bald am Ostrande der Seenrinne, die ihn von hier an als Osgraben begleitet, bis westlich von der Försterei Woyda. Hier geht er wieder auf die andere Seite der Rinne über und biegt in eine mehr westliche Richtung um, geht dann von der Südwestecke des Blattes Schwarzenau wieder auf das Blatt Pudewitz über und zieht von dessen Südostecke in westlicher Richtung bis zu der Höhe 119,1 südöstlich von Wiktorowo, wo er sein Ende erreicht. Seine Gesamtlänge beträgt etwa 10 km, von denen 3,5 auf die Anfangsrichtung NW-SO, die übrigen auf die fast rechtwinklig dazu liegende Richtung des

Schlußstückes fallen. Er ist überall als langer schmaler Wall entwickelt und besteht großenteils aus Kies, z. T. aus Geröllpackungen; die relative Höhe beträgt durchschnittlich etwa 5 m. Der Os ist von FREYSTEDT in der Arbeit »Die Seehorster Aoser« (Z. d. Nat.-Abt. d. D. G. f. K. u. W. in Posen XVI, 1909) beschrieben worden.

Noch sei hier auf die für eine Endmoräne ungewöhnliche Art und Weise der Verknüpfung mit einer ihr unmittelbar benachbarten und völlig gleichlaufenden langgestreckten Senke hingewiesen, wie das von Opatowko etwa bis Starczanowo in der Westhälfte des Wreschener Bogens zu beobachten ist. Diese Tatsache ließ mich in diesem Zuge zuerst einen Os vermuten; Ausschlag für die Erklärung als Endmoräne gab schließlich die Art und Weise, wie der Hügelzug sich in den Wreschener Bogen hineinfügt, sowie die Beobachtung der Durchbrechung des Endmoränenzuges durch den Seehorster Os.

Libauer Teilstück.

Die ausgedehnten Sandflächen, die im Hinterlande der Westhälfte des Wreschener Bogens liegen, weisen ein ziemlich gleichmäßiges Gefälle auf und kennzeichnen sich so als Sanderbildungen, die zu dem entsprechenden Teile der Hauptendmoräne gehören. Wir verließen diese bei Gnesen, wo sich südlich an der Stadt eine Scharung zweier als Bogen freilich nicht sehr ausgeprägter Teilstücke beobachten läßt (Bl. Gnesen). Bis über den Victoria-Garten hinaus verläuft die Richtung der Endmoräne von Südost nach Nordwest; der flache Hügel, auf dem der Nordteil der Kavallerie-Kaserne steht, ist die Umbiegungsstelle des Eisrandes, und westlich davon geht die Richtung in eine südwestliche über. Der Zug der Kiesberge von der Dampfmühle an verläuft über die Höhenpunkte 132,9, 140,1, 128,3 nach Arndtshain, wo er auf Blatt Schidowo übergeht und gleichzeitig mehr nach Westen umbiegt. Der Sander im Vorlande geht südlich von Gnesen an der Scharung noch über die Süd-Grenze des Gnesener Stadtwaldes und das Vorwerk Nalentsch hinaus, weiter westlich aber wird er schmaler. Die Endmoräne bleibt auf Blatt Schidowo ganz in der Nähe des nördlichen Blattrandes; sie zieht über die Höhen 127,6, die Dreieckspunkte 127,3 und 125,7 nach dem südlichen der beiden

Gehöfte »zu Baranowo« der Karte in der Nordwestecke des Blattes und geht dann auf Blatt Schwarzenau über, wo sie bis Johannesgarten (Imielinko der älteren Blätter) fast in derselben Richtung bleibt. Ihr gehören an die Höhe 120,3 von Baranowo, die langgestreckten Höhen nördlich bei Lessniewko und die Höhe 132,7 bei Weißenburg.

Libauer Os.

Hier liegt ein kleiner Os hinter der Endmoräne, in seiner Längsrichtung senkrecht zu ihr sich erstreckend, der nordwestlich von Libau (Bl. Libau, früher Lubowo) beginnt, sich östlich an der gleichlaufenden Senke nach Süden zieht, und da, wo Bahn und Chaussee sich treffen, von beiden durchschnitten wird. Er endigt einige hundert Meter südlich davon und hat also nur eine Länge von kaum 3 km; er möge der »Libauer Os« heißen. Sand, Kies und Geschiebemergel beteiligen sich an seinem Aufbau.

Libauer Teilstück, Fortsetzung.

Nach kurzer Unterbrechung bei Weißenburg ziehen die Höhen der Endmoräne westlich von dem Bruche bei Chwalkowo bis zu dem Punkte 137,7 südlich bei Johannesgarten. Hier bei Johannesgarten findet wieder eine Scharung zweier Endmoränenstücke statt; das Stück der Hauptendmoräne von der Gnesener Scharung bis hierher soll als »Libauer Teilstück« bezeichnet werden; es entspricht dem Wreschener Bogen.

Pudewitzer Bogen.

Von der Johannesgartener Scharung zieht ein Bogenstück, hinter dem die Sedimente eines kleinen eiszeitlichen Stausees liegen, nach Südwesten über Imielno (Höhe 130,5), Neudorf-Iennagora, Golun-Hauland, Golun (Höhe 123,8 und den Windmühlenberg östlich davon) nach Zberkowo und südwestlich von diesem Orte, wo der Wreschener Bogen sich anschart (zwischen Neu-Gorka und Sanniki); der Zug geht dann auf Blatt Pudewitz über. Zwischen Zberkowo und Neu-Gorka biegt er dann nach Westen um und zieht durch die Forst Krummfließ südlich von der Försterei und dem Brzostek-See nach Promno (Höhe 113,8 westlich von der Chaussee nach Pudewitz). Die Höhen westlich davon nach Promno-Hauland zu bilden die Fortsetzung; unterbrochen wird der Zug durch das Tal, das bei Grünhof und Kuracz-Mühle entspringend und den Dembitsch-See

einschließend von hier nach Westen läuft, sich in der Richtung nach Südwesten ziehend über das ganze westlich anstoßende Blatt Schwersenz verfolgen läßt und dann bei Posen in das Warthetal einbiegt. Ich will es kurz als das »Schwersenzer Urstromtal« bezeichnen; es wird heute z. T. von der Gluwna benutzt und ist mit mächtigen Talsanden erfüllt.

Die Höhen bei Bitterfeld (111,8 auf Blatt Pudewitz) und Olszak bilden die Fortsetzung der Endmoräne, auch die Höhen bei Klaczyna und Grünhof gehören dazu. Nach einer längeren Unterbrechung zeigt sich dann bei Kowalskie in der Nordostecke von Blatt Schwersenz die Forsetzung in der Höhe 113,4 und den westlich davon liegenden Hügeln, dann geht die Richtung in eine mehr nordwestliche über, und die Endmoräne geht über die Höhe 122,1 südöstlich von Skorzencin auf Blatt Murowana-Goslin über, wo sie die Durchragungszüge südlich von Pruschewitz bildet. Sie zieht dann in westlicher Richtung in sandigen, langgestreckten Wällen im Walde und am Waldrande nach Ludwigshöhe. Diesem letzten Stück des Bogens fehlt ein Sander; das Schwersenzer Tal begleitet statt dessen die Endmoräne bis westlich von Kowalskie. Dieses (bei Ludwigshöhe endigende) die Stadt Pudewitz in weitem Halbkreise umgebende Teilstück der Haupt-Endmoräne will ich als den »Pudewitzer Bogen« bezeichnen und rechne diesen also von Johannesgarten bis nach Ludwigshöhe.

Vorgelagert ist diesem Bogen südlich eine kleine Vorstaffel, — sie heiße nach dem Gute Chorzalki die »Chorzalkier Vorstaffel« — die bei »zu Neu-Gorka« der Karte auf Blatt Pudewitz östlich von Kocialkowa-gurka beginnt und sich dort mit dem Wreschener Bogen schart. Sie geht von dort in dem stattlichen sandigen Höhenzuge über Höhe 123,7 nach Südwesten bis Chorzalki, wo sie nach Westen umbiegt, zeigt dann eine Lücke und läßt sich erst nördlich von Glinka (Höhe 113,4) wieder beobachten. Nach abermaliger Unterbrechung tritt sie in der Höhe westlich von Jagodno wieder in Erscheinung und endigt bei der Höhe 115,6 westlich am Wege von Tarnowo nach Gura. Vielleicht gehört die Höhe 108,2 bei Gura noch dazu. Hinter- Chorzalkier Vorstaffel.

und Vorland der Vorstaffel besteht hier zum größten Teile aus Geschiebemergel, z. T. auch die Endmoräne selbst. Einen Sander hat diese kleine Vorstaffel nicht entwickelt.

Schwarzenauer Sander.

Die Wasser des Pudewitzer Bogens sind im Westen im Schwersenzer Urstromtale abgeflossen, im Osten dagegen hat sich von Johannesgarten bis Zberkowo ein schön ausgeprägter Sander vorgelegt, der sich mit dem Sander der Hauptendmoräne des Stückes von Pawlowo bis Johannesgarten vereinigt und in der Richtung nach Osten und Südosten eine gewaltige Ausdehnung erreicht. Sein Gefälle geht im allgemeinen nach Osten; er endigt östlich überall in der Höhenlage von etwa 115 m, so daß hier in ihm vielleicht noch Ablagerungen eines Sees stecken, dessen Ostrand dann das Eis gebildet haben muß. Erst die Spezialaufnahme kann über diesen Punkt Klarheit verschaffen. Der Ostrand verläuft etwa in südlicher Richtung westlich von Goranin, Schwarzenau und Radowitz (Bl. Schwarzenau), geht hier auf Blatt Nekla über und läßt sich östlich von der Oberförsterei bis in die Gegend von Psary-Hauland auf Blatt Wreschen verfolgen. Im Süden erreicht er in der Gegend von Zasutowo (Blatt Nekla) fast den Endmoränenbogen der südlichen Staffel; die Westgrenze zieht von hier etwa über die Oberförsterei Raimundowa und östlich von Nekla-Hauland entlang, um in der Gegend des Seehorster Oses dann die Endmoräne zu erreichen. Ich will diesen großen Sander als den »Schwarzenauer Sander« bezeichnen.

Welnauer Teilstück.

In der Scharung bei Johannesgarten zieht die Hauptendmoräne nach Südwesten, um den Pudewitzer Bogen zu bilden; eine jüngere Staffel, die ich nach dem Blatte Welnau, auf dem sie sich zum größten Teile befindet, als das »Welnauer Teilstück« bezeichne, zieht von dort nordwestlich über Blatt Libau und Welnau bis in die Nordwestecke des letztgenannten Blattes, wo sie sich mit einer von Südwesten kommenden über Blatt Murowana-Goslin ziehenden Staffel schart. Das Welnauer Teilstück entspricht etwa dem Pudewitzer Bogen. Bis Johannesgarten war die nördlichste Staffel immer die Hauptendmoräne,

was sich an dem massigen Aufbau und an der Entwicklung eines Sanders gegenüber den Vorstaffeln unschwer nachweisen ließ. Hier ändert sich das Verhältnis. Unbedingt müssen wir den Pudewitzer Bogen als die Hauptendmoräne betrachten, dafür spricht die kolossale Entwicklung und die starke Abwässerung durch den Sander im Osten und das Schwersenzer Tal im Westen. Dagegen zeigt das Welnauer Teilstück nur unbedeutende Entwicklung; geschlossene längere Wälle fehlen fast ganz, ebenso ein Sander von größerer Ausdehnung, so daß das Teilstück als eine unbedeutende Nachstaffel aufgefaßt werden muß. Sie beginnt westlich von Johannesgarten mit einem schmalen Rücken, der sich der Hauptendmoräne anschließt; weiter gehören dazu die Höhe 120,7 beim Bahnwärterhause, 125 nördlich von der Bahn und die sich daran anschließende Höhe, ferner in der Südwestecke von Blatt Libau die Höhen bei Moraczewo mit der Schwedenschanze und südöstlich davon, dann auf Blatt Welnau die Höhe 126,6 in der Südostecke, die Höhen südlich von Wenglewo mit der Kiesgrube und dem Dreieckspunkte 121,9, ferner weiter nordwestlich die Höhen mit den Kiesgruben bei Gwiazdowo (Windmühlenberg) und Podarzewo. Nach einer Unterbrechung, in der der vertorfte See bei Lagiewnik liegt, folgt dann der Kirchhofsberg südlich von Eichenheim in der Mitte des Blattes, sowie die Höhen westlich davon mit dem Dreieckspunkte 126,4. Nach abermaliger Unterbrechung durch die Senke des Turostowoer Sees zieht dann die Endmoräne über die Höhen 114,2 und 115,6 bei Wilhelmsfelde nach den Höhen nordöstlich bei Kirchen-Dombrowka westlich von dem Gehöft Naroznik. Am Vorwerk Mioncynek schart sie sich mit einer mächtig entwickelten vom Blatte Murowana-Goslin herkommenden Staffel.

Wir verließen die Hauptendmoräne bei Ludwigshöhe auf Blatt Murowana-Goslin. Hier schließt sich ein zunächst bis zum Warthetale nach Südwest ziehendes Bogenstück an, das dann von der Warthe durchbrochen wird und sich jenseits des Flußtales in den Höhen von Morasko bis nördlich von Suchylas fortsetzt. Ich will dieses Teilstück als den »Warthebogen« bezeichnen. Hier finden sich die mächtigsten Endmoränenbildungen des ganzen

Warthebogen.

Zuges; erreicht doch der Annaberg östlich der Warthe auf Blatt Schwersenz eine Höhe von 142,7 m mit über 50 m relativer Höhe und die Höhe im Owinsker Walde nordwestlich von Lindengarten 137,9 m mit gegen 40 m relativer Höhe. Die Höhen von Morasko auf Blatt Posen übertreffen mit 153,9 m die Höhe des Annaberges noch um 10 m, bei einer relativen Höhe von ebenfalls etwa 50 m. Auch die Breitenausdehnung ist dementsprechend groß; die Endmoräne des Annaberges hat etwa 1,5 km im Querdurchmesser, und die Höhen von Morasko geben dem wohl nicht viel nach. Bei dieser mächtigen Ausbildung der Endmoräne fällt die geringe Entwicklung der Sanderflächen um so mehr auf. Östlich der Warthe reicht der Sander am Annaberge nur etwa bis Kicin, ist also nur etwa so breit wie die Endmoräne; westlich der Warthe wird der Sander südlich von den Moraskoer Höhen durch eine Linie von NW nach SO über Piontkowo bis etwas südlich von Narawowice begrenzt, im Osten ist er etwa von Umultowo an entwickelt und wird durch das Warthetal fast geradlinig von N nach S abgeschnitten. Die schwache Entwicklung der Sander ist mit Sicherheit auf die Ausbildung der breiten Entwässerungsrinne des Warthetales zurückzuführen, das sich hier aus dem nach Süden umbiegenden Schwersenzer Tale zuerst herausbildete und die Wasser dem Warschau-Berliner Haupttale zuführte. Wir kommen darauf weiter unten zurück. Der »Moraskoer Sander« bricht am Warthetalrande in einer Höhenlage von etwas über 85 m ab; das Schwersenzer Tal, das im ganzen südöstlichen Achtel vom Blatt Posen und in der Nordostecke von Blatt Gurtschin über die Blatträndер übergreift und auf Blatt Posen bei Kozieglowy gerade gegenüber von Narawowice seinen Nordrand hat, weist hier eine nur wenig geringere Höhenlage auf. Wir können also damit. die Gleichalterigkeit des Moraskoer Sanders mit dem Schwersenzer Tale für bewiesen erachten. Ihren Abfluß muß die gesamte Wassermasse nach Süden gehabt haben, da ja im Norden das Eis vorlag; und in der Tat finden sich auf Blatt Gurtschin und dem südlich anstoßenden Blatte Moschin Terrassenreste, die mit dieser Annahme sehr gut übereinstimmen

und die erforderliche Höhenlage aufweisen. Ein solcher Terrassenrest, der fast 80 m Höhenlage aufweist, ist auf Blatt Gurtschin die als Exerzierplatz bezeichnete Fläche westlich bei Swierczewo, die auf der Karte als Oberer Sand dargestellt ist[1]). Ferner gehört in diese Stufe, soweit sich bis jetzt übersehen läßt, ein Terrassenstück bei Starolenka (76,5 m hoch, mit ∂as_σ bezeichnet) und ein solches bei Lenczyce auf Blatt Gurtschin (75,6 m hoch, gleichfalls mit ∂as_σ bezeichnet), auf Blatt Moschin zwei Terrassen bei Moschin und Sachsenfelde, sowie eine solche bei Swiontnik; hier ist die Terrasse in ihrer Höhenlage bereits auf wenig über 70 m gefallen. Die höchste Terasse zeigt also deutliches Fallen von Norden nach Süden; demgegenüber fallen die jüngeren Terrassen in diesem Abschnitte des Warthetales in umgekehrter Richtung, von Süden nach Norden. Die von Maas über die Talbildungen bei Posen vorgetragenen Anschauungen[2]) sind hiernach in manchen Punkten richtig zu stellen.

Wir nehmen nun die Schilderung der Endmoräne wieder auf. In den Hügeln bei Ludwigshöhe auf Blatt Murowana-Goslin schart sich der Warthebogen mit dem Pudewitzer; es gehören hier außer dem ostwestlich ziehenden aus Sand bestehenden Walle auch die davor liegenden, großenteils aus Geschiebemergel zusammengesetzten aufgepreßten Erhebungen mit den Höhenzahlen 118,5, 122,4, 119,4, 120,1 u. a. dazu; ein Sander fehlt an dieser Stelle. Die sandigen Höhen im Wierzonkaer Walde westlich von Ludwigshöhe bilden den Beginn des Warthebogens, der hier aus der ostwestlichen in die Richtung nach Südwesten übergeht und auf das Blatt Schwersenz tritt, dessen Nordwestecke von ihm durchzogen wird. Die Höhen 137,9 in der Owinsker Forst, 142,7 im Annaberge und 128,6 nördlich davon gehören hierher.

---

[1]) Die benachbarten, im Tale horizontal liegenden, in den Ziegeleien aufgeschlossenen Tone, die sich als Obere Tone dargestellt finden, sind entsprechend den s. Z. von Maas ausgesprochenen Ansichten als Taltone aufzufassen, gehören indes wohl einer jüngeren Stufe an.

[2]) Siehe d. Jahrb. f. 1898, S. 66 ff.

Janikowoer Vorstaffel.

Eine Vorstaffel, die »Janikowoer Vorstaffel«, beginnt auf Blatt Schwersenz westlich bei Wierzenica und zieht der Hauptstaffel im ganzen fast parallel über die Höhe 113,4, die Lissa Gura und den langgestrecktan Zug nördlich von Janikowo über die Höhen 119,5 und 111,4, um am Exerzierplatze zu endigen. Die plötzliche Verbreiterung des Schwersenzer Tales zwischen Janikowo und Heinrichswerder hängt zum Teil mit dieser Vorstaffel zusammen, z. T. wohl auch mit dem Umstande, daß westlich bei Schwersenz die subglazial angelegte Rinne des Cybinatales sich nach dem Schwersenzer Tale zu öffnet. Hier lag wohl auf der Höhe noch totes Eis, als die Vorstaffel bei Janikowo sich bildete.

Warthebogen. Fortsetzung.

Die Endmoräne des Annaberges endigt bei Czerwonak-Hauland auf Blatt Posen; hier beginnt die große Durchbrechung des Warthebogens, deren Anlage wohl durch ein Eistor gegeben wurde, durch das die Schmelzwasser hier nach Süden strömten. Die ebene Sandfläche beim Kirchhofe von Czerwonak-Hauland bei 92 m Höhe ist ein Rest der ältesten von den Schmelzwassern hier geschaffenen Terrasse (wenn man sie nicht als Sander deutet, was in diesem Falle nur ein Namens-, kein Wesensunterschied ist); in der Höhenlage paßt sie völlig in die älteste nordsüdliche Terrasse hinein. Westlich vom Warthedurchbruch erheben sich nun von Umultowo aus die Höhen, die den Westteil des Warthebogens bilden, und deren Kerne durch gewaltige Aufpressungen von tertiärem und unterdiluvialem Material gebildet werden. Es ist eine kolossale Anhäufung von Moränen, die sich hier über Morasko nach Suchylas hinzieht; der dazu gehörige Sander ist, wie oben schon geschildert, ziemlich schwach entwickelt. Bei Suchylas endigt der Warthebogen mit der Höhe 136,1.

Das Blatt Murowana-Goslin, dessen südliches Randgebiet z. T. den Pudewitzer und Warthe-Bogen erfüllt, wird außerdem noch von zwei jüngeren Staffeln durchzogen, die im Gegensatze zu der südlichen beide recht ausgedehnte Sander entwickelt haben.

Grünheider Staffel.

Die nächstjüngere Grünheider Staffel schart sich mit der Hauptmoräne westlich von Ludwigshöhe, im Wierzonkaer und

Owinsker Walde. Die Höhe 101,2 südlich bei Heinrichsfelde bezeichnet den Beginn dieses Zuges. Die Fortsetzung erfolgt dann östlich vom Vorwerk Heinrichsfelde jenseits der torferfüllten Senke, wo sie über die Höhen 109,6 und 108,1 nach Plawno hinzieht. Sie geht dann weiter nordöstlich und nördlich von Plawno über die Höhenpunkte 107,6, 109,2, 103,9 westlich vom Bürger See, den Punkt 112,8 südlich von Hütten-Hauland und ist dann auf eine kurze Strecke durch die Senke bei Grünheide unterbrochen. Östlich davon setzt sie wieder ein und zieht in der Richtung nach Nordosten in fast geschlossenem Zuge über die Höhenpunkte 101,8, 110,7, 109,6, 113,4, 113, 105,4, 106,1, 105,6, bis sie an der von Schwanau kommenden Torfsenke eine neue Unterbrechung erfährt. Östlich von dieser Senke setzt sie mit Höhen über 120 m wieder ein und geht auf Blatt Welnau über, wo sie in der Nordwestecke sich mit dem von Südost kommenden Welnauer Teilstück schart und in den Punkten 124 m und 127,9 m westlich vom Vorwerk Mionczynek ihre größte Höhe auf dem Blatte erreicht. Die relative Höhe beträgt hier über 20 m. Sie zieht dann in nordöstlicher Richtung westlich bei Pawlowo vorbei und geht dann auf Blatt Jabkowo über, wo sie in der Südwestecke Höhen bis 129,9 m erreicht. Östlich von Schwanau auf Blatt Murowana-Goslin zieht ein weiterer Arm nach Nordwesten, der in dem Punkte 113,5 m gipfelt und dann auf Blatt Schocken übergeht, wo die Höhen in der Südostecke z. T. dazu gehören. Eine kleine Vorstaffel zu dieser Endmoräne liegt noch auf Blatt Murowana-Goslin in der Grünheider Forst nordnordöstlich von der Försterei Pelzkrug bei den Buchstaben HE des Wortes Grünheide; sie erreicht 120,9 m.

Grünheider Sander.

Der Sander dieser Endmoräne reicht über das Blatt Murowana-Goslin und den westlichen Teil von Blatt Welnau; die östliche Grenze wird hier etwa durch die Linie Kirchen-Dombrowka, Wilhelmsfelde, Schönbergen II, Bednarymühle, Bednary bezeichnet. Ich will diesen gewaltigen Sander als den »Grünheider Sander« bezeichnen. Das ganze Gebiet westlich davon bis zur Endmoräne gehört zum Sander, wenn auch vielleicht Beckensande darin stecken;

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

das Gefälle ist wechselnd, z. T. nach Südost, z. T. auch nach Südwest, das letztere da, wo die Abwässerung zwischen dieser Staffel und der schon frei gewordenen Hauptmoräne auf Blatt Murowana-Goslin nach Westen erfolgte. Eine deutliche Terrassenstufe liegt in der Südwestecke von Blatt Murowana-Goslin bei etwa 80 m, sie steigt nach der Endmoräne zu rasch an bis über 95 m südlich von Punkt 109,6 östlich von Vorwerk Heinrichsfelde; im Westen geht sie auf Blatt Owinsk über und ist am Warthetalrande abgeschitten.

Murowana-Gosliner Staffel.

Die jüngste Endmoränenstaffel umgibt auf Blatt Murowana-Goslin die Stadt in weitem, nach Nordwest geöffnetem Halbkreise; sie möge die »Murowana-Gosliner Staffel« heißen. Ihr Beginn läßt sich am Südrande des Bolechowoer Waldes in der Höhe 98,3 feststellen; sie zieht von dort nach Osten, in Form von Sandhügeln von mäßiger Höhe und wird durch die Senke des Kaminsker Sees unterbrochen. Nordöstlich davon setzt sie östlich von dem kleinen Stauseebecken bei Rakownia wieder ein, wird durch die von Bodussewo kommende schmale Senke wieder unterbrochen und zieht dann westlich von der Försterei Theerbude über die Höhe 105,1 in der Richtung nach Nordnordwesten; sie läßt sich hier bis westlich von Seeforst deutlich verfolgen. Eine weitere kleine Teilstaffel zieht nordöstlich von Theerbude nach Nordosten, wird durch die Senke des Herthasees unterbrochen und endigt in den Höhen nördlich bei diesem See. Schließlich gehört hierher noch das südliche Randgebiet von Blatt Schocken, doch möchte ich diese flachen sandigen Höhen, die sich von Trojanowo am ganzen Blattrande bis zum Großen See verfolgen lassen, zwar als Eisrandbildungen, aber doch nicht als echte Endmoränen auffassen.

Murowana-Gosliner Sander.

Der der Murowana-Gosliner Staffel vorliegende »Murowana-Gosliner Sander« reicht bis zur Grünheider Staffel; er liegt ganz erheblich tiefer als der Grünheider Sander. Die Talsande auf Blatt Schocken, die sich (als ∂s dargestellt) noch fast bis Trojanowo verfolgen lassen und, beiläufig gesagt, in dem nordsüdlich

ziehenden Schockener Haupttale deutlich in zwei Stufen gegliedert sind, scheinen mit diesem Sander in engem Zusammenhange zu stehen.

Westlich von der Warthe ist der Endmoränenbogen zunächst nur einfach entwickelt. Es stehen mit ihm noch zwei Oser in räumlichem Zusammenhange, die sich auf dem Blatte Owinsk befinden.

Biedruskoer Os.

Der nördliche »Biedruskoer Os« zeigt in seinem schmalen Walle eine sandige Ausbildung, er ist 4,5 km lang, im allgemeinen etwa 5—10 m hoch, und beginnt nordwestlich von der Mitte des Blattes etwa bei dem Zeichen ∂s der geologischen Karte, zieht von hier in südöstlicher Richtung in schwachen Krümmungen bis nach dem Gehöfte »zu Chojnica« der Karte und von dort nach einem scharfen, bajonnetförmigen Knick in der Richtung nach Ostsüdost südlich von dem Höhenpunkte 75,9 vorbei, um dann südlich von Biedrusko am Warthetalrande abzuschneiden. Sein Osgraben ist nur stellenweise gut entwickelt. Bemerkenswert ist es, daß die Richtung dieses Oses etwa der des Warthetales zwischen Murowana-Goslin und Obornik parallel läuft; sie steht auf der Richtung der Grünheider Staffel fast senkrecht.

Chojnicaer Os.

Der zweite, südlichere »Chojnicaer Os« hat im ganzen eine westöstliche Richtung; auch er ist als sandiger mehrfach unterbrochener Wall von 6,5 km Länge und einer durchschnittlichen Höhe von 5—10 m entwickelt. Er beginnt als langgestreckter Wall nördlich von dem Punkte 110,1 1,5 km nordnordöstlich von Zlotkowo. $2^1/_2$ km behält er dieselbe Richtung bei, macht dann bei der Höhe 102,6 einen scharfen Knick und erfährt gleich darauf zwei kleine Unterbrechungen; er zieht dann über die Höhe 101,3 in geschlängeltem Bogen bis zu der von Chojnica kommenden Senke, die ihn unterbricht. Östlich von ihr ist er nicht mehr in geschlossenem Walle entwickelt; er nimmt die Höhe westlich von dem Punkte 83,2 ein, zeigt wieder eine Lücke und beginnt östlich davon wieder, um nun in seinem Schlußstücke dem Biedruskoer Os parallel zu werden. Die Höhe

83,9 südlich vom Zeichen ∂s der geologischen Karte bildet nahe dem Warthetalrande seinen Abschluß. Einige kleine Nebenoser im mittleren Teile seines Laufes gehören noch zu ihm. Die Richtung seines Endstückes zeigt gleichfalls die Parallelität mit dem Warthetalabschnitt von Murowana-Goslin bis Obornik und steht senkrecht auf der Grünheider Staffel.

Sadyer Bogen.

Bei Suchylas auf Blatt Posen der geologischen Karte erleidet die Richtung der Endmoränen eine erhebliche Änderung; es scharen sich hier der Warthebogen und ein westlich sich daran schließendes Bogenstück, das sich über die Blätter Posen, Sady und Gr. Gay bis nach Lussowko verfolgen läßt und nach dem Blatte Sady als der »Sadyer Bogen« bezeichnet werden möge. Die Endmoräne beginnt hier in den Höhen westlich von Suchylas (Punkt 100,2 und nordnordwestlich davon); von hier aus zieht sie nach kurzer Unterbrechung in fast südlicher Richtung (Punkt 100,7) nach Sedan. Südwestlich von Sedan gehören die sandigen Höhen 100,8 und 95,3 dazu, nach der Unterbrechung durch das Bogdankatal die Höhen an der Bahn östlich vom Punkte 87,6. Die von Sedan bis hierher nach Südosten sich erstreckenden Sandflächen bilden einen Sander, der in zwei Armen über Golencin nach Solacz zu sich hinzieht und in ein südöstlich gestrecktes Tal übergeht, das heute von der Bogdanka durchflossen wird. Die Tone im unteren Bogdankatale und bei Posen sind als Taltone aufzufassen (vgl. S. 58), gehören indes, wie ihre Höhenlage erweist, einer jüngeren Terrassenstufe an. Die Berliner Höhe am Exerzierplatze auf Blatt Posen bezeichnet weiter den Zug der Endmoräne, der dann auf Blatt Sady übergeht und am Südende des Kiekrz-Sees wieder recht deutlich wird. Die Durchragung südlich von Baranowo (Höhe 101,2), der Zug westlich von Michalowo über die Höhen 95,7, 98,5, 93, 96,4, sowie einige Höhen nördlich von diesem Walle geben den Verlauf an. Zwischen dem Westende der Berliner Höhe und dem Beginn des Zuges westlich bei Michalowo liegt eine erhebliche Lücke von etwa 2 km Breite; hier befinden sich die zahlreichen Kies- und Steingruben in den Kiesmassen, die in der Forsetzung der Richtung des Kiekrz-Sees den

Beginn des Sanders bezeichnen. Die Linie Berliner Höhe-Vorwerk Przezmierowo-»zu Swadzim« der Karte bezeichnet den Beginn eines Sanders, der sich von hier aus ebenfalls in südöstlicher Richtung erstreckt und sich auf den Blättern Sady, Posen, Dombrowka und Gurtschin hinzieht. Er läßt sich bis Junikowo auf Blatt Gurtschin verfolgen, wo er in ein Tal übergeht, in dem die oben besprochenen Taltone bei Fabiankowo liegen.

Bei Sobiesiernie auf Blatt Sady ist die Endmoräne auf etwa 4 km unterbrochen, der Sander aber nur auf etwa $1^1/_2$ km, in denen der Geschiebemergel des Hinterlandes ins Vorland übergreift. Die Endmoräne beginnt von neuem westlich vom Vorwerk Helenenau, zieht sich dann über die Höhen 100,1 und 96,5 bei Ottowo im Bogen südlich vom Lussowo-See entlang und geht dann auf Blatt Gr. Gay über. Hier gehören ihr die Höhen südlich bei Lussowko an (so der Windmühlenberg 96,7); die Fortsetzung bilden dann die bewaldeten Höhen südwestlich davon mit den Punkten 102 und 102,6. Hier endet der Sadyer Bogen, und die in diesem Teilstück einfache Endmoräne zerschlägt sich wieder in mehrere Staffeln.

Brzozaer Bogen.

Es tritt zunächst eine Scharung ein; eine Vorstaffel zieht auf Blatt Gr. Gay in einzelnen Höhen mit Unterbrechungen über Kalwi (Höhe 100,4) und Brzoza (Höhe 107,3 und Höhen südlich davon, z. T. noch auf Blatt Buk übergreifend), dann nördlich an Grodziszczko vorbei nach Nordwesten über Höhe 93,2 und die Höhe mit der Kiesgrube nordöstlich von Wierzeja nach den Höhen am Punkte 98,3 nordwestlich von diesem Gute. Dann geht sie auf Blatt Duschnik über, wo die Höhe 97,1 ostsüdöstlich von Sarbia dazu gehört, und bildet endlich in gewaltiger Entwicklung die mächtigen Höhen zwischen Sarbia-Abbau und Miescisk. Ich will diese Staffel als den »Brzozaer Bogen« bezeichnen. Ein ausgeprägter Sander ist hier nicht vorhanden.

Miescisker Bogen.

Bei Miescisk erreicht dieser Bogen in einer Scharung die Hauptendmoräne. Diese beginnt westlich von Jankowice auf Blatt Gr. Gay (Punkt 97,6) und bildet dann die Höhe, auf der Ceradz koscielny liegt. Die Höhen nördlich und nordwestlich

davon mit den Punkten 102,7 und 100,3 gehören dazu; dann zieht sie am Rande der nördlich vorliegenden Senke, gegen die sie steil abfällt, über die Höhe nördlich vom Waldwärterhause zu Gr. Gay und weiter nach Nordwesten über die Höhen 101,5 und 100,7 bei »zu Miescisk« der Karte nach dem westlichen Blattrande. Auf dem Blatte Duschnik vereinigt sie sich in der Scharung bei Miescisk mit dem Endstücke des Brzozaer Bogens und zieht von hier in schöner Ausbildung nach Nordwesten (Höhenpunkte 104,9, 103,3, 106) über Kunowo Abbau bis östlich von Augustenhof (Höhen 108 und 101,6). Dort biegt sie nach Norden um, zieht östlich von Wilczyn vorbei (Höhenpunkte 103, 102,7, 112), kreuzt bei Vorwerk Preußenhof die Chaussee und schart sich östlich von Senkowo (Bl. Ottorowo) in einer mächtigen Anhäufung (Höhenpunkte 121,6, 129,0, 129) mit einem nach Westen ziehenden Bogen. Ich will das Stück der Hauptendmoräne von Jankowice bis hierher als den »Miescisker Bogen« bezeichnen.

Kammthaler Vorstaffel.

Eine kleine Zwischenstaffel, die »Kammthaler Vorstaffel«, zwischen dem Brzozaer und dem Miescisker Bogen, liegt in den Höhen bei Kammthal auf Blatt Gr. Gay. Der dortige Sander der Hauptstaffel, in dem nördlich von Kammthal vielleicht die Sedimente eines kleinen Stausees stecken, zieht zwischen der kleinen Zwischenstaffel und der Hauptmoräne nach Südosten, dann nach Süden, er läßt sich dort etwa bis zum Kreuzwege nordnordöstlich von Grodziszczko verfolgen; bei Ceradz koscielny ist er nur sehr schmal.

Bythiner Staffel.

Eine jüngste Staffel der Endmoräne beginnt im Bythiner Walde mit den Höhen am Punkte 107,6 auf Blatt Gr. Gay und zieht von dort der Hauptendmoräne parallel nach Nordwesten. Beim Waldwärterhause an der Westgrenze von Gr. Gay geht sie auf Blatt Duschnik über und bildet den fast geschlossenen Wall, der von hier an der Försterei »zu Bythin« der Karte und westlich von Roschki vorbeizieht und bei Ludowo (Punkt 106,6) die Chaussee kreuzt. Nördlich davon vereinigt sich diese Staffel, die »Bythiner Staffel«, wieder mit dem Miescisker Bogen.

Westlich von Augustenhof beginnt bei Mühlort (Mlynkowo) auf Blatt Duschnik der gewaltige Buk-Moschiner Os[1]), der von hier aus über Königshof (Sendzin) nach der Südostecke von Blatt Duschnik hinzieht, die Nordostecke von Blatt Opalenitza einnimmt, das Blatt Buk von der Nordwestecke über Großdorf und Vorwerk Josefowo bis zur Südostecke durchzieht und auf diesem Blatte bei Lissowki einen aus der Gegend von Zegowo kommenden Neben-Os aufnimmt. Dieser ist als »Otuscher Os« bekannt geworden. In der Südostecke des Blattes nimmt er noch von rechts einen verzweigten Neben-Os auf und zieht dann durch die Südwestecke von Blatt Dombrowka und auf Batt Stenschewo von der Nordwestecke nach Südosten durch den Trzebawer Busch nach der Försterei Gurka hin. Der kleine Os am Westufer des Budzyner Sees, der nach freundlicher Mitteilung von Herrn Jentzsch den Geologen in Posen auch schon bekannt ist, bezeichnet sein Ende; er durchbricht hier die Moschiner Endmoräne. Seine Fortsetzung jenseits des Haupttales würde nach Werth's Vermutung der Zabnoer Os bilden. Die Gesamtlänge des Haupt-Oses beträgt bis Moschin etwa 30 km, er gehört zu den größten derartigen Bildungen Norddeutschlands. Dementsprechend gewaltig ist der Osgraben ausgebildet. Eine genauere Untersuchung war mir aus Mangel an Zeit noch nicht möglich; ich hoffe das bald nachholen zu können. Ich bezeichne ihn als den Buk-Moschiner Os nach den beiden Städten in seiner Nähe.

Buk-Moschiner Os.

Wie oben erwähnt, durchbricht er mit seinem Endstück eine Endmoräne, die »Moschiner Vorstaffel«. Diese liegt völlig vereinzelt und weist keine Verbindung mit der Hauptendmoräne auf; sie entspricht dem Sadyer Bogen, dem sie südlich vorgelagert ist. Wie die Westhälfte des Warthebogens besteht auch sie in ihrem Kerne aus Aufpressungen von Tertiär; Posener Ton ist in den Aufschlüssen bei Moschin zu beobachten. Ihre Höhe erreicht im Ludwigsberge (Blatt Moschin) nordwestlich von Moschin 131,9 m: sie erhebt sich hier mehr als

Moschiner Vorstaffel.

[1]) Von Werth bei Otusch aufgefunden und teilweise beschrieben in der Zeitschr. d. Ges. für Erdkunde für 1909, S. 545.

60 m über die Talsohle und immerhin etwa 30 m über die Hochfläche. Die Staffel beginnt auf Blatt Dombrowka, wo die Durchragungen im Südosten des Blattes bei Komornik und Marienberg dazu gehören. Diese setzen sich auf den Blättern Stenschewo und Moschin in den Höhen westlich von Alt-Puszczykowo fort, beginnen nach Unterbrechung von 3 km dann wieder im Ludwigsberge bei Moschin und ziehen sich von hier nach der Oberförsterei hin. Es folgt die Unterbrechung durch den Budzyner See und den Os, dann bilden die Höhen südlich bei Ludwigshöhe die Fortsetzung. Nach abermaliger Unterbrechung endet der Zug im Piskorzewen und den Altseer Bergen östlich vom Demantschewoer See.

Brodkier Vorstaffel.

Der Buk-Moschiner Os durchbricht bei Königshof (Sendzin) auf Blatt Duschnik eine Vorstaffel der Endmoräne, die sich in vereinzelten Hügeln mit gering entwickeltem Sander in westnordwestlicher Richtung von Sendzinko (Windmühlenberg, Höhe 91,3 und 90,3) über Zakrzewo (Höhe 89 und 91,6), den Punkt 97 an der Kleinbahn und den sandigen Höhenzug nördlich von Brodki mit der Höhe 97,6 auf Turowo zu (Blatt Neustadt bei Pinne) hinzieht. In den Höhen südlich und westlich bei Turowo endigt die Staffel, die ich als »Brodkier Vorstaffel« bezeichne.

Duschniker Vorstaffel.

Die Höhen, die mit dem Kiesgrubenberge nordöstlich bei Duschnik beginnen (Höhe 99,1) und von dort in westlicher Richtung über den Windmühlenberg, die Höhen 99,4 und 101,3 nach Niewerz zu sich erstrecken, bezeichnen eine zweite Vorstaffel, die »Duschniker Vorstaffel«. Diese Endmoränenlage wird von dem Beginne des Buk-Muschiner Oses bei Mühlort (Mlynkowo) durchkreuzt. Sie wird östlich von Niewerz durch die Senke der Mogilnitza durchbrochen und geht nördlich von dem Gute in eine westnordwestliche Richtung über (Höhenpunkt 100,3). Auf dem Blatte Neustadt erreicht sie dann Höhen von 106,6, 104, 108,1 und 110,9 m und schart sich bei Turowo-Hauland mit einem westlich anstoßenden Bogenstücke, das am Vorwerk Buchberg beginnt.

Die Hauptendmoräne beginnt an der Scharung bei Senkowo ein neues Teilstück, das sich bis zum Probsteiberge nordöstlich von Pinne (Blatt Pinne) erstreckt, und das nach diesem Städtchen das »Pinner Teilstück« heißen möge. Es zieht sich von der Scharung aus in westnordwestlicher Richtung am Nordrande von Blatt Duschnik entlang, immer in der Nähe der Chaussee nach Pinne, am Südrande der Hochfläche. Bis Podrzewie besteht die Endmoräne z. T. aus Aufpressungen von Geschiebemergel, der Mühlenberg am Nordosteingange von Podrzewie (104,6 m) dagegen aus Sand, ebenso der Mühlenberg am Nordwesteingange. Weiter westlich geht die Endmoräne in einem kleinen Bogen auf Blatt Ottorowo über nach Lubosin-Abbau und Koszanowo zu, schwenkt aber gleich wieder nach Südwesten und erreicht in der sandigen Höhe in der Südwestecke von Blatt Ottorowo 110,7 m Meereshöhe. Noch höher türmt sie sich bei Chelmno auf, wo der Kapellen-Hügel an der Chaussee 130,5 m erreicht. Von hier aus zieht die Endmoräne (Blatt Pinne) über den Südrand des Koniner Waldes nach dem Probsteiberge (Höhe 123,8) und erreicht hier an der Chaussee nordöstlich vom Pinner Bahnhof ihr Ende. Ein Sander fehlt dem Pinner Teilstücke fast völlig. Nördlich von diesem Teilstücke befinden sich noch kleinere Nachstaffeln, die ich nicht näher untersuchen konnte. Pinner Teilstück.

Die Vorstaffel, die wir am Vorwerk Buchberg auf Blatt Neustadt verließen, zieht von hier in einem modellartig schön aufgebauten Bogen, der zum größten Teile aus Kies und Blockpackungen besteht, über Podlesie und die Höhen 104,7, 104,7, 110,4, 109,1, 103,1 bis an die Chaussee von Pinne nach Neustadt. Ich will den Bogen als den »Buchberger Bogen« bezeichnen. Ein Stausee begleitet ihn nördlich; auch der Zgierzynkaer See ist der Rest eines solchen. Buchberger Bogen.

Nordwestlich von der Schwedenschanze liegt im Zentrum des Buchberger Bogens eine kleiner, kaum $1^1/_2$ km langer Os, der sich etwas geschlängelt von Norden nach Süden erstreckt und durch die Höhen 100,1 und 101,1 bezeichnet ist. Ein Osgraben begleitet Jakubowoer Os.

ihn. Er möge nach dem Gute in der Nähe der »Jakubowoer Os« heißen.

An die Endmoräne schließt sich südlich, östlich von Zgrierzynka beginnend, ein Sander, der schmal beginnend, sich nach Westen rasch vergrößert und bei Posadowo schon über 2 km breit ist.

Steinhorster Bogen.

Die Hauptendmoräne erreicht den Anschluß an den Buchberger Bogen über die kleinen Mühlenberge östlich bei Pinne und die sandige Höhe des Begräbnisplatzes südlich davon. Das hier beginnende Bogenstück verläuft von der Chaussee ab in einfachem Zuge. Ich will es nach dem Gute Steinhorst als den »Steinhorster Bogen« bezeichnen; er läßt sich, im ganzen in fast nordwestlicher Richtung verlaufend, bis nach Kubowo auf Blatt Kwiltsch verfolgen, wo eine Richtungsänderung den Beginn eines neuen Teilstückes anzeigt. Südlich von Zamorze (Blätter Kwiltsch und Zembowo) ist der Verlauf der Endmoräne nur schwach gekennzeichnet; doch markiert der beginnende Sander gegenüber den nördlich im Hinterlande liegenden Geschiebemergelflächen die Lage des Eisrandes genügend. Erst im nordwestlichen Achtel von Blatt Neustadt wird die Endmoräne deutlich in den Höhen östlich bei Steinhorst. Sie zieht hier als gut entwickelter Wall am Westrande des großen Luboscher Sees (Blatt Pinne) vorbei über Höhe 105,0 nach Höhe 105 östlich von Ozmiech-See auf Blatt Kwiltsch, setzt jenseits des Sees wieder ein und zieht von Punkt 103,3 südsüdwestlich von Wituchowo in geschlossenem Zuge an Kubowo entlang.

Neutomischeler Sander.

Das seenreiche Hinterland zeigt in der Gegend zwischen Orzeschkowo und Daleschinko außerordentlich häufigen Wechsel von Sand- und Geschiebemergelflächen; auf große Strecken ist im Hinterlande die bewegte Grundmoränenlandschaft ausgebildet. Sie hebt sich dadurch scharf von der flachen, eintönigen Landschaft der Sanders ab, der in gewaltiger Entwicklung der Endmoräne vorgelagert ist. Die ganze Neustädter Höhe wird nördlich und westlich von ihm umzogen; vermutlich stecken in diesen riesigen Sandflächen noch Beckensande, die ich bei der Kürze der mir zu Gebote stehenden Zeit nicht untersuchen konnte. Der Sander be-

gleitet die Endmoräne auf der ganzen Strecke westlich von der Mitte des Buchberger Bogens ab bis nach Dormowo, nach Süden läßt er sich noch weit über Neutomischel hinaus verfolgen. Seine südliche Erstreckung ist noch erheblich größer, als ich sie auf der Übersichtskarte angegeben habe, doch konnte ich aus Zeitmangel die Abgrenzung nicht vornehmen. Er beginnt an der Endmoräne überall etwa in der Höhenlage von 100 m; bei Neutomischel ist diese bereits auf 75 m gefallen. Ich will diesen gewaltigen Sander nach der Stadt Neutomischel in ihm als den »Neutomischeler Sander« bezeichnen.

Neutomischeler Vorstaffel.

Die ostwestlich gestreckte Höhe nördlich von Neutomischel (Blatt Neutomischel), die in den Kiesgruben bei der Försterei Lehmkuhl gut aufgeschlossen ist, bezeichnet eine kleine Vorstaffel, die »Neutomischeler Vorstaffel«. Sie erscheint vorläufig fast isoliert. Ob sie sich nach Osten in den Höhen auf Blatt Wonsowo fortsetzt, konnte noch nicht untersucht werden, ist aber nicht unwahrscheinlich. Westlich bildet vielleicht die auf der Übersichtskarte angegebene Höhe südlich bei Kupferhammer auf Blatt Tirschtiegel ihre Fortsetzung.

Tutschemper Teilstück.

Die Hauptendmoräne macht bei Kubowo (Blatt Kwiltsch) eine Schwenkung und geht in eine im ganzen fast ostwestliche Richtung über, die sie bis zu dem Durchbruche bei Klein-Münche (Blatt Kähme) beibehält. Dies Teilstück möge nach der Ortschaft Tutschempe das »Tutschemper Teilstück« heißen. Die Endmoräne zieht beim Vorwerk Dombrowo (Blatt Kwiltsch) westlich von Kubowo am Rande des Dombrowoer Waldes entlang (Höhen 107 und 107,2), dann durch den Südteil des Rozbiteker Waldes (Höhe 100,7); sie nimmt dann die Höhen nordwestlich und westlich von »zu Urbanowo« der Karte ein und bildet bei Tutschempe den Wall östlich vom Orte. Sie setzt sich dann in der Höhe 106 m nördlich am Orte fort und geht sodann auf Blatt Kähme über, um am Ziegenberge bei Klein-Münche (Höhe 110,7) eine Unterbrechung von etwa $1^1/_2$ km Breite durch das Tal des Kähmer Mühlenfließes zu erleiden. Der Ansatz der ebenen Fläche des Sanders an die Endmoräne ist hier überall recht scharf, die

Endmoräne aber selber bis Tutschempe nur schwach entwickelt. Das Hinterland ist als bewegte Grundmoränenlandschaft recht gut ausgebildet; es besteht, soweit untersucht, großenteils aus Geschiebemergel; Seen sind in ihm nicht selten. Die ebenen Sandflächen bei Kwiltsch und Rozbitek sind vielleicht als Staubeckensedimente zu deuten; ich habe sie nicht näher untersuchen können.

Lewitzer Endmoräne.

Bei Klein-Münche wird die Endmoräne, wie erwähnt, durch eine Senke unterbrochen, die heute vom Kähmer Mühlenfließe nach Norden entwässert wird. Der Sander, der sich südlich an die Endmoräne anschließt und in einer Höhenlage von über 100 m ansetzt, fällt langsam nach Süden; er hat beim Vorwerk Milostowko östlich von der Senke in der Südwestecke von Blatt Kwiltsch noch über 90 m Meereshöhe. In diesen Sander ist die Senke 1—1½ km breit mit steilen Wänden eingeschnitten; ihr Boden ist aber nicht eben, sondern weist eine Fülle von ganz unregelmäßigen, teils aus Sand, teils auch aus Geschiebemergel aufgebauten Kuppen mit dazwischen liegenden, ebenso unregelmäßigen Vertiefungen auf. Der Mühlenteich von Klein-Münche liegt bei 59 m, also 40 m tiefer als die ebene Sanderoberfläche; die Kuppen steigen 10—15, ja 20 und mehr Meter über die Rinne des Fließes auf, bleiben aber stets noch erheblich unter der Oberfläche des Sanders. In dieser Ausbildung geht das Gelände der Senke nach Süden 3 km weit von Klein-Münche; dann setzt eine ebene, bei etwa 80 m Meereshöhe liegende sandige Fläche eine (in ihr liegen Punkt 81,5 in der Südostecke von Blatt Kähme, 79,8 in der Südwestecke von Blatt Kwiltsch, 80,7 nördlich vom Königsberge auf Blatt Zembowo), die sich 4½ km weit verfolgen läßt und einen nach Westen offenen Halbkreis bildet. Diese Fläche wird sowohl auf ihrer Außenseite als auf ihrer Innenseite von einer Anzahl völlig untereinander paralleler, aus Kies und Sand bestehender wallartiger Rücken begleitet, deren auf der Außenseite ein bis zwei, auf der Innenseite bis sechs zu zählen sind; ihre relative Höhe beträgt durchschnittlich etwa 5—10 m, erreicht aber auch 15, im Königsberge auf Blatt Lewitz sogar über 20 m (Höhe 103,4). Diese Wälle rücken bei »zu Lewitz« der Karte

in der Nordwestecke von Blatt Zembowo ziemlich nahe zusammen, so daß die dazwischen liegende Ebene hier sehr schmal ist; am Königsberge treten sie wieder mehr auseinander. Im innersten Bogen befindet sich das Tal des heutigen Fließes, etwa 10 m tiefer als die Ebene, die ihrerseits gleichfalls etwa 10 m tiefer als die außen sie umgebende Fläche des Sanders liegt. Die Wälle hören dann stückweise auf, bei der Brandmühle (Bl. Lewitz) sind es nur noch drei, bei Lewitz selbst nur noch einer. Dieser ist durch das Verbindungsstück des Galgenberges mit dem Geländeabsatz verschmolzen, der südlich von Lewitz im Punkte 101,5 sich in fast westöstlicher Richtung von der alten Poststraße auf Blatt Lewitz bis südlich vom Vorwerk Kaliska auf Blatt Zembowo erstreckt, von dort bis in die Gegend von Tarnowa noch angedeutet ist und auch auf Blatt Lewitz von der alten Poststraße nach Nordwesten bis nach »zu Punken« der Karte sich verfolgen läßt. Südlich von der hierdurch angedeuteten Linie liegt das Gelände höher (doch stets nach Süden fallend); es hat deutlich die Beschaffenheit eines in südlicher Richtung fallenden Schuttkegels.

Ich fasse die oben geschilderte Ebene als den Rest eines Staubeckens, die sie umgebenden untereinander parellelen Wälle als Endmoränenwälle auf und nehme an, daß eine Eiszunge, deren Ausdehnung von Klein-Münche ab der heutigen Senke entsprach, diese Wälle bei ihrem allmählichen Abschmelzen zurückgelassen hat. Die äußeren östlichen und südlichen Wälle wären also die ältesten, die innersten die jüngsten Endmoränen dieser Eiszunge oder dieses Gletschers, wenn man so will.

Das Ganze ist eine höchst auffällige, im norddeutschen Flachlande vielleicht nicht wieder vorkommende Bildung, zu der indes im vergletscherten Gebirgslande Analoga nicht selten sind. So entsinne ich mich beispielsweise, vor Jahren am Taschachferner in der Ötztaler Gruppe eine Reihe von bogenförmig gekrümmten, das Tal quer durchziehenden alten Endmoränen gesehen zu haben, die wie hier einander völlig parallel waren und nur geringe Entfernung voneinander hatten; die Teilstücke zwischen ihnen waren gleichfalls eben. Das unregelmäßig kuppige Gelände am Grunde

der Senke, das sich übrigens noch weit nördlich von Klein-Münche bis nach Kähme fortsetzt, ist also als bewegte Grundmoränenlandschaft aufzufassen. Ich bezeichne diese Endmoräne als die »Lewitzer Endmoräne«; als eine eigentliche Vorstaffel kann sie kaum angesehen werden. In den prächtigen Aufschlüssen der großen Kiesgruben bei Lewitz sieht man recht deutlich, wie die Bildungen, die wir als Endmoränen und Sander zu bezeichnen gewohnt sind, doch nur die jüngsten Oberflächen mächtiger Aufschüttungen darstellen; die Querschnitte durch Sander und Endmoräne sind hier z. T. schon über 20 m tief und die liegenden Schichten noch lange nicht erreicht.

Glasberger Teilstück.

Westlich von der Klein-Müncher Senke setzt die Haupt-Endmoräne an deren Westrande wieder ein. Sie zieht (Blatt Kähme) in sichelförmig gekrümmtem Bogen, der sich nach Süden öffnet, von den Höhen südöstlich von Grolewo nach Nordwesten über die Punkte 107 und 116,0 nach dem Birk-Vorwerk, von dort nach Westsüdwest über die Proppers-Berge und die Höhen nordwestlich von Glasberg (Punkt 118,8, 110,5, 114) nach Dormowo, wo sie durch die Senke auf eine kurze Strecke unterbrochen ist. Ich nenne dieses Teilstück von Klein-Münche bis Dormowo nach dem Gute Glasberg das »Glasberger Teilstück«. Nördlich legen sich hier an die Endmoräne bei Skrzydlewo die Sedimente eines alten Stausees. Bis Dormowo läßt sich der südlich ansetzende Neutomischeler Sander sehr deutlich verfolgen; er bildet eine riesige, nach Süden fallende Ebene, in der in der Nähe des Ansatzes an die Endmoräne Eisschmelzlöcher recht häufig sind. Bei Dormowo ist die Ebene des Sanders im Westen durch einen scharfen Absatz abgeschnitten; dieser Absatz verläuft von Dormowo nach Südosten über Lowin nach Blatt Lewitz, dort nach Süden über Punken und Hüttenhauland nach Blatt Tirschtiegel; auf diesem läßt er sich über Kupferhammer und Lomnitz nach Blatt Bentschen verfolgen. Der Absatz geht aber ebenso wie der Sander noch weiter nach Süden; doch konnte ich ihn bisher noch nicht weiter verfolgen. Das z. T. unruhig bewegte Gelände westlich von dem Abhange liegt erheblich tiefer als der Sander; es ist

auf älteren Darstellungen als Urstromtal aufgefaßt, bedarf aber noch weiterer Untersuchung.

Neu-Görziger Bogen.

Wir kommen zum Schlußstücke der Mittel-Posen'schen Endmoräne, soweit sie bisher begangen wurde, dem »Neu-Görziger Bogen«, der von Dormowo über Neu-Görzig auf Blatt Prittisch sich nordwestlich von Goray bis an den Rand der Hochfläche am Wartetale verfolgen läßt. Der über 30 m tiefe Einschnitt bei Dormowo ist nur schmal; westlich davon erheben sich die der Endmoräne angehörigen sandigen Kavel-Berge bis auf 116,4 m. Sie begrenzen hier südlich die kuppige Grundmoränenlandschaft, die sich bis nördlich von der Chaussee erstreckt, und haben ihre Fortsetzung im Westnordwesten in den Königsbergen, die bis über 115 m Meereshöhe erreichen. Von dort zieht die Endmoräne in westnordwestlicher Richtung weiter bis zum Blattrande und setzt sich auf Blatt Prittisch in dem außerordentlich unruhigen bewaldeten Gelände bei Neu-Görzig fort, hier westlich vom Orte mehrere kleine Seen einschließend. Das sandige Gelände, das südlich von der Endmoräne zwischen Dormowo und Neu-Görzig liegt, ist außerordentlich reich an kleinen Hügeln und Senken; es setzt sich nach Süden in dieser Entwicklung weiter fort. Ich habe es wegen seiner unruhigen Bodenformen vorläufig nicht zum Sander gezogen; es bedarf noch weiterer Untersuchungen.

Goray-Betscher Os.

Westlich von Wierzebaum wird die Endmoräne auf eine Strecke von über 3 km durchbrochen. Diese Lücke durchzieht ein bisher auf über 16 km verfolgter Os, der »Goray-Betscher Os«, dessen Hauptteil Wahnschaffe[1]) bereits bekannt gemacht hat, und den ich nach Norden und Süden noch weiter verfolgen konnte. Er beginnt östlich von Goray im Hohen Berge (97 m); dieser wird an seinem südlichen Ende von einem Trockentale durchbrochen, das weiter westlich auch die Endmoräne durchzieht. Einige Höhen im Borek südlich von der Chaussee setzen ihn in der Verlängerung des Hohen Berges fort; am Wege

[1]) Oberfl. d. nordd. Flachl. ³1909, S. 204.

von Liebuch nach Neu-Görzig westlich vom Brieser See beginnt dann der mächtige Wallberg, der von hier an schwach geschlängelt nach Süden bis dicht vor Scharzig zieht und westlich vom Brieser See mit 100,3 m Meereshöhe seine höchste Erhebung hat. Die relative Erhebung beträgt hier über 30 m. Nach Süden werden dann die Höhen geringer, der Trompeter-Berg hat noch 98,7 m, die Höhe nördlich von Scharzig 79,8 m bei über 15 m relativer Erhebung. Ein geschlossener Osgraben begleitet ihn nicht, doch deuten die zahlreichen kleinen und größeren Senken auf beiden Flanken einen solchen an. Bei Scharzig wird der Os undeutlich, doch mögen einige Höhen am Scharziger See und westlich vom Betscher Stadtsee dazugehören. Südöstlich von der Stadt Betsche erhebt sich der Os noch einmal im Hohen Berge zu der Höhe von 101,4 m, fast 50 m über dem Spiegel des Chlop-Sees, der ihn als Osgraben westlich begleitet. Er läßt sich nach Süden noch bis Wrony verfolgen; ob der Hirschkopf und andere Höhen südlich davon hierhin gehören, konnte noch nicht untersucht werden.

Neu-Görziger Bogen, Fortsetzung.

Das etwa 1 km breite Trockental, das südöstlich von Goray den Goray-Betscher Os durchbricht, erreicht die größte Höhe seines Talbodens etwa bei dem N. P. 67,7 an der Chaussee von Wierzebaum nach Prittisch, da, wo der Durchbruch der Endmoräne erfolgt. Von hier aus fällt der Talboden sowohl nach Osten nach Wierzebaum und Striche zu (wo es sich rasch verbreitert und in die Talterrassen des Warthetales übergeht), als auch nach Westen nach Prittisch zu. Westlich von Prittisch geht das Tal auf Blatt Gollmütz über, wo es über Vorwerk Goldenschiff und über den Saabensee hinaus nach Südwesten verfolgt werden kann. Ein solches dachförmiges Abfallen von Talterrassen ist an solchen Stellen, wo Endmoränen von Tälern durchbrochen werden, schon oft beobachtet worden, von mir z. B. bei Drossen in der Neumark. Die Hauptendmoräne zieht nun vom Durchbruche in der Richtung nach Nordwesten als mächtig entwickelter 500—700 m breiter Wall bis zum Springberge, wo sie an der Wartheterrasse abbricht. Sie

erreicht hier in den Springbergen mehr als 120 m Meereshöhe, bei über 40 m relativer Erhebung, und zeigt vorzugsweise sandige Ausbildung. Ein schmaler Sander ist ihr vorgelagert.

Liebucher Endmoräne.

Südlich vom Durchbruche zieht sich nun in der Richtung nach Südsüdwest nach Liebuch zu ein sandiger Höhenzug, der im Osten steil, im Westen sanft abfällt, und den ich gleichfalls als Endmoräne ansprechen muß, so wenig auch seine Richtung in die der Hauptendmoräne hier zu passen scheint. Ob es ein Stück einer älteren Staffel ist, muß vorläufig dahingestellt bleiben. Die fast ebenen, nach Nordwest sanft abfallenden Sande, die dem Höhenzuge westlich vorgelagert sind, würden einen freilich schmalen Sander darstellen. Von der allgemeinen Richtung des Goray-Betscher Oses weicht der Höhenzug nicht sehr stark ab; an einen Os ist aber bei ihm nicht zu denken. Ich will den 3 km langen Zug vorläufig als »Liebucher Endmoräne« bezeichnen; ob es sich um eine echte Endmoräne oder nur um eine Randmoräne handelt, ist noch zu untersuchen.

Die von Wahnschaffe[1]) früher angegebene und seitdem auf den Karten geführte Endmoräne bei Betsche, die ihrer Lage nach in die Mittel-Posen'sche Endmoräne hineingehören würde, ist nach der freundlichen Mitteilung des Autors ganz problematisch; ich habe sie darum auf der Übersichtskarte nicht eingetragen.

Wie nun die Mittel-Posen'sche Endmoräne sich nach Westen und Osten fortsetzt, ist vorläufig noch nicht zu sagen. Es soll im Sommer 1912 versucht werden, den Anschluß an die zum Teil schon bekannten märkischen Endmoränen aufzufinden; die Aufsuchung der Fortsetzung nach Osten jenseits der russischen Grenze muß der weiteren Zukunft vorbehalten bleiben.

Zum Schlusse gebe ich eine tabellarische Übersicht, aus der ersichtlich ist, in welcher Weise die einzelnen Staffeln, Bogen und Teilstücke der Endmoräne angeordnet sind.

[1]) D. Jahrb. f. 1894, S. 249.

Südliche Vorstaffeln	Hauptendmoräne	Nördliche Nachstaffeln
Powidser Bogen	Tremessener Teilstück	
Witkowoer Bogen	Gnesener Teilstück	
Nowojewoer Vorstaffel, Wreschener Bogen	Libauer Teilstück	
Chorzalkier Vorstaffel	Pudewitzer Bogen	Welnauer Teilstück
Janikowoer Vorstaffel	Warthebogen	Grünheider Staffel, Murowana-Gosliner Staffel
Moschiner Vorstaffel	Sadyer Bogen	
Brzozaer Bogen, Kammthaler Vorstaffel	Miescisker Bogen	Bythiner Staffel
BrodkierVorstaffel, Duschniker Vorstaffel, Buchberger Bogen	Pinner Teilstück	
Neutomischeler Vorstaffel	Steinhorster Bogen	
Lewitzer Endmoräne	Tutschemper Teilstück	
	Glasberger Teilstück	
Liebucher Endmoräne	Neu-Görziger Bogen	

Berlin, den 6. April 1912.

Zur Geologie des Ögelsees und seiner Sapropelitinsel (Prov. Brandenburg).

Von Herrn **Hans Reck** in Berlin.

Mit 1 Figur.

I. Einleitung.

Potonié hat im letzten Jahre in seiner Abhandlung[1]) über diesen See auf dessen hohes Interesse auch für Fragen der allgemeinen Geologie hingewiesen, und ich würde wohl kaum in der Lage sein, seiner gründlichen Bearbeitung noch neue oder ergänzende Gesichtspunkte hinzuzufügen, wenn ich nicht im vorigen Spätherbst anläßlich eines geologischen Gutachtens für das Kgl. Kammergericht vor die Notwendigkeit gestellt worden wäre, an diesem geologisch so interessanten Fleckchen unserer Mark eingehende, mit Tiefbohrungen verbundene Untersuchungen zu machen, deren positive Ergebnisse ich vor allem, zumal sie mir in mancher Beziehung eine Ergänzung zu Potonié's Ausführungen zu bieten scheinen, nicht verloren gehen lassen möchte.

Freilich muß ich um gütige Nachsicht bitten, falls ich die eine oder andere Literaturangabe übersehen haben sollte, aber meine plötzliche Abberufung zu den Ausgrabungen fossiler Saurier am Tendaguru in Deutsch-Ostafrika hat es mir im Verein mit anderen Arbeiten unmöglich gemacht, die Niederschrift dieser Zeilen noch in Deutschland zu bewerkstelligen. Hier aber bin ich naturgemäß

[1]) H. Potonié, Eine im Ögelsee (Prov. Brandenburg) plötzlich neu entstandene Insel. Dieses Jahrb. Bd. XXXII, 1911, I.

auf die von mir mitgebrachten Notizen angewiesen, ohne in der Lage zu sein, sie noch durch Literaturstudien in einer Bibliothek ergänzen zu können.

Bei der Ausführung der dieser Schrift zugrunde liegenden Untersuchungen im Felde waren mir sowohl Herr Regierungs- und Baurat Papke wie auch Herr Rittergutsbesitzer Hirsch in stets gleicher Liebenswürdigkeit eine große Stütze, wodurch ich beiden Herren zu besonderem Danke verpflichtet bin, den hier aussprechen zu können mir zu großer Genugtuung gereicht.

II. Zur Geologie des Sees.

Der Ögelsee liegt, wie schon die Tatsache beweist, daß er heute von der Spree in annähernd südnördlicher Richtung durchflossen wird, im Bereich und auch im Niveau der Urstromtalanlage der Spree. Trotzdem kann der See nicht wohl als ein Werk der erodierenden Tätigkeit des Flusses selbst aufgefaßt werden; er ist vielmehr

a) in seiner Anlage älter als die Spree, und
b) später während sehr langer Zeiträume außer Verbindung mit der Hauptstromrinne der Spree gewesen.

Zu a.

Der erste Punkt ergibt sich aus der höchst eigenartig geformten ursprünglichen Bodengestaltung des Seebeckens, das nach seiner Entstehung erst die nötige ruhige Wanne zur Sapropelitbildung gegeben haben kann.

Die Sapropelitbildung aber fand dann hier in einem für Norddeutschland m. W. bis jetzt einzig dastehenden Maße statt. Ihre Mächtigkeit festzustellen war schon der Zweck einiger Potonié-scher Bohrungen; diesen wurden, um die Untergrundverhältnisse des Seebodens näher kennen zu lernen, im Verlaufe meiner Untersuchungen noch weitere zugefügt, deren Resultate ich hier wiedergebe:

Potonié hatte auf der neu entstandenen Insel drei Bohrlöcher niedergebracht, die sämtlich nur auf Sapropelit trafen. Auch die tiefste Bohrung erreichte bei 32 m keinen anderen Boden.

Da diese abnorme Tiefe aber z. T. auch möglicherweise erst durch die tektonischen Störungen bei der Inselentstehung hervorgerufen sein konnte, brachte ich stromabwärts in völlig ungestörtem Grunde 10 m östlich der Fahrrinne, etwa in der Mitte der Längsachse des Sees (bei Stromkil. 15,7), eine weitere Bohrung nieder, die aber mit etwa 18 m (genau 17,80 m) ebenfalls noch keinen Grund erreichte und dann eingestellt wurde.

Nunmehr war also festgestellt, daß tatsächlich Sapropelit in normaler Lagerung ein Seebecken stellenweise bis zu abnormer Tiefe ausfüllt, und daß in der ungefähren Längsachse des Sees in dessen mittleren Teilen nicht nur lokal eine sehr starke Sapropelitanhäufung stattgefunden hat, sondern daß diese höchstwahrscheinlich durchweg über 18, vielleicht auch über 32 m beträgt.

Herr Regierungsrat Papke brachte dann ergänzend noch eine Bohrung 100 m östlich meines Bohrpunktes nieder, welche sonach fast in der Mitte zwischen diesem und dem Ufer gelegen ist, und eine ebensolche wurde von ihm 120 m westlich davon ganz nahe dem Ufer des Sees ausgeführt. Entsprechend traf letztere den ursprünglichen Seeboden (Sand) bereits in 3 m Tiefe, während erstere erst bei 13 m Tiefe sandigen Grund erreichte.

Alle diese Zahlen lassen demnach erkennen, daß der Ögelsee vor seiner Auffüllung mit Sapropelit eine schmale, tiefe, nach den Ufern zu ziemlich steil auslaufende Rinne war. Die Richtung dieser Rinne ist annähernd N-S.

Diese Verhältnisse machen es sehr wahrscheinlich, daß der Ögelsee ursprünglich das Bett eines entweder noch unter dem Eise oder vom Rande desselben herabstürzenden Schmelzwasserflusses war; denn der normale spätere Entwicklungsgang des Spreetales konnte nicht lokal das Flußbett der Spree weit unter die sonstige Sohle des Talbodens vertiefen und auskolken.

Zu b.

Ich komme nun zum zweiten Punkt meiner Ausführungen, welcher die spätere Entwickelung des Sees betrifft.

Die auffallende Ausfüllung des tiefen Seebeckens mit Sapropelit hat eine lange währende Ruhe der Gewässer des Sees zur notwendigen Voraussetzung. Die Spree kann also nicht, wie heute, schon stetig durch den See geströmt sein.

Inwieweit ein Konnex zwischen See und Spree im Laufe der Entwicklung der ganzen Spreetalanlage bestanden hat, darüber konnte nur eine genaue Kenntnis des Profiles des Seebodens Aufschluß geben. Um nun festzustellen, ob etwa durch Einlagerung von selbst kleinen Sandbänken eine frühere einmalige oder mehrmalige Unterbrechung in der Sapropelitbildung eingetreten ist, bohrte ich das bereits erwähnte Bohrloch von ca. 18 m Tiefe in der Weise ab, daß nach je 10 cm der Bohrlöffel stets wieder herausgezogen wurde, um die Bodenprobe zu gewinnen. Reichlich 10 cm beträgt aber die Länge des bodenbringenden Bohrlöffels selbst. Auf diese Weise mußte ein ununterbrochenes Profil vom Seeboden bis zu 18 m Tiefe gewonnen werden, dessen Genauigkeit auch nicht etwa durch nachträgliches Aufsteigen des Grundes in den Rohren beeinflußt ist. Dies ergibt sich daraus, daß die Bohrgestänge bei der erreichten Tiefe des ersten Tages abends mit einer Marke versehen wurden, und diese bezeichnete auch am nächsten Morgen noch ebenso die Stelle, an welcher der Bohrer auf Grund kam. Die Schlammasse war also während der ganzen Nacht nicht in bemerkenswerter Weise nachgequollen.

Die Sapropelitproben stellten auch, sobald die weichen, wasserdurchtränkten Oberflächenlagen durchstoßen waren, eine durchaus kompakte, feste aber formbare Masse dar.

Das Resultat dieser Bohrung war nun die Feststellung eines absoluten Mangels irgend welcher Einschaltungen andersgearteten Sediments. Genau das gleiche Resultat hatten auch die Potonié-schen Bohrungen gehabt, bei denen allerdings nicht in so ununterbrochener Reihe Bodenproben heraufgeholt wurden. Die erbohrten Sapropelite ließen auch keine Spur von Schichtung erkennen. Die Abwesenheit von Schichtfugen aber spricht ebenfalls für lange anhaltende, ununterbrochene und gleichmäßige Sedimentationsbedingungen in einem stehenden Gewässer. Der Habitus des Sapro-

pelits war von oben bis unten vollkommen einheitlich in Farbe und Zusammensetzung, nur die Zähigkeit nahm von oben nach unten, wie bereits erwähnt, rasch zu.

Gelegentlich wurden von dem Bohrer auch größere Pflanzenreste gefördert, deren einer — aus mehreren Metern Tiefe kommend — bei seinem Erscheinen am Tageslicht noch völlig grüne Farbe aufwies, die sich aber rasch verlor und innerhalb einer Stunde zu dem eintönigen dunklen Grau des Sapropelits veränderte.

Die heutige Spree führt an ihrem Grunde in der Gegend von Beeskow wenig verunreinigten, daher grauen, mittelfeinen Sand. Die Spree aber geht in ihrer Anlage mindestens bis zum Ende der letzten Vereisung zurück. Seitdem hat sie, über tektonisch fast ungestörtem Gebiet, in normaler Weise die Stadien ihres Erosionscyklus bis heute durchlaufen. Jetzt zeigt sie bereits die Spuren eines alternden Flusses, indem sie in viel zu weiter Talanlage mit gut ausgeglichenem und sehr schwachem Gefälle in Mäanderwindungen hin- und herpendelt.

Hieraus ergibt sich der Schluß, daß es höchst unwahrscheinlich ist, daß die Spree früher eine schwächere Strömung hatte, also früher feineres Sediment führte als heute. Da nun in dem mindestens 18 m mächtigen Profil des Sapropelits keinerlei anderes Sediment vorkommt, ist darin der Beweis der langen mehr oder minder vollkommenen Abgeschlossenheit des Sees von der Spree gelegen.

Der Grund des früheren Vorbeifließens der Spree an dem See liegt wohl vornehmlich in dem Vorhandensein eines hohen Sanddammes, des sog. »Werders«, welcher sich zwischen See und Spree einschiebt und erst in jüngster Zeit von der Spree durchbrochen wurde.

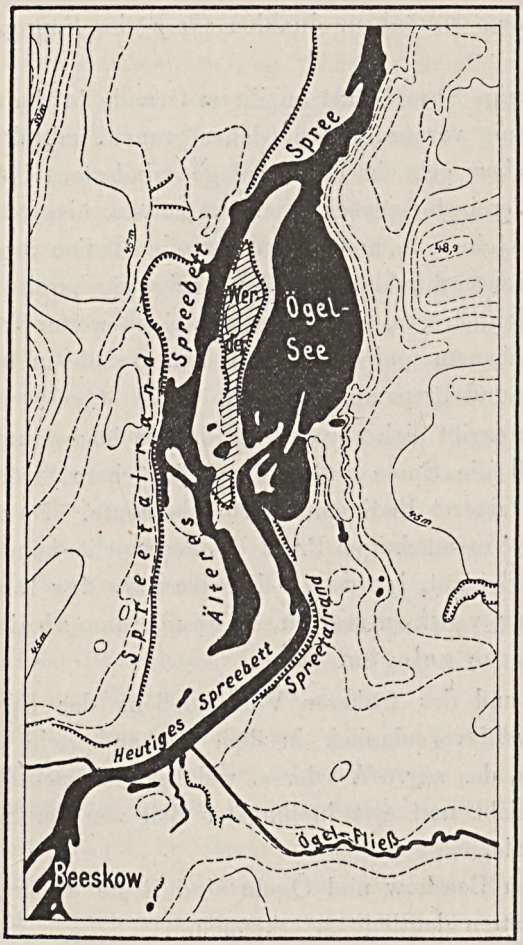
Zwischen Beeskow und Ögeln sind Reste dreier verschieden alter Spreebetten deutlich zu erkennen.

Das älteste derselben kennzeichnet sich ganz besonders scharf am westlichen Flügel als der Rand der ganzen Talanlage, an dem die bei Hochwasser überschwemmten Wiesen gegen das feste Land

abstoßen. Der östliche Rand ist ebenfalls unverkennbar, wie die Karte zeigt (vergl. Fig. 1). Innerhalb dieses Talbodens ist heute noch als Altwasser größtenteils dasjenige Bett der Spree erhalten, welches sie vor ihrem Einfluß in den See benutzt hatte.

Drittens endlich führt das jetzige Bett des Flusses durch den See.

Figur 1.



Karte des Spreetales zwischen Beeskow und Ögelsee.

Maßstab 1 : 25000.

Nach dem Meßtischblatt Beeskow gezeichnet.

Bei der jetzigen Ausgestaltung der ursprünglichen Spreetalränder aber, innerhalb deren sich die jüngeren Betten des Spreelaufes eingruben, sind wohl vornehmlich zwei Ursachen im Spiel gewesen. Einmal die direkte stromab wirkende Stoßkraft des Flusses, die besonders bei Hochwasser die Talränder angreift und noch dauernd modifiziert, während bei Normalwasser der Fluß diese nur an vereinzelten Stellen berührt. Aber auch die normale Tätigkeit eines in flachem Bett mäandrierenden Flusses scheint — worauf bereits Davis[1]) aufmerksam gemacht hat — noch befähigt, seine breite Talanlage gleichmäßig zu erweitern, und zwar dadurch, daß die gegen die Talwände an gewissen Stellen ausschwingenden Mäanderbögen nicht nur diese Berührungsstellen unterspülen und zurückschneiden, sondern auch selbst im langsamen Wandern stromab begriffen sind, indem sie die Talwände fast stets in spitzem Winkel, nicht aber senkrecht treffen.

Zwischen Beeskow und Ögeln beschrieb bereits der zweite der genannten Spreeläufe einen flachen Mäanderbogen gegen Osten. Die mechanische Tendenz dazu scheint unmittelbar auf den unterhalb Beeskow einmündenden kleinen Seitenbach im Verein mit einem Vorsprung der westlichen Talseite zurückzuführen sein. Dieser ursprüngliche Spreebogen erreichte aber die östliche Talwand nicht. Erst die Weiterentwicklung dieser Tendenz führte im jüngsten Spreelauf zur Berührung und heutigen starken Unterspülung der östlichen Talwand.

Diese wiederum bewirkt eine Zurückwerfung der Stromkraftlinien gegen Westen, die aber hierbei auf den Sanddamm des »Werders« trafen, und diesen durchbrachen, wodurch die Spree in den See eingeleitet wurde. Der Werder aber endet heute als scharfer Vorsprung inmitten der Überschwemmungssumpfwiesen des Spreetales.

Bei so stark durch Menschenhand regulierten Flüssen, wie die Spree einer ist, bedarf es wohl besonderer Erwähnung, daß gerade die dargelegte einheitliche Entwicklungstendenz der heutigen Flußanlage, welche sich aus der Bewertung der Kraftkom-

[1]) Vergl. Davis: Geographical Essays. Boston 1910.

ponenten des strömenden Wassers ergab, die natürliche Anlage dieses im einzelnen dann später vielfach regulierten Bettes dartut. Ferner aber auch die Tatsache, daß bei einer künstlichen Verlegung des Flusses aus dem älteren Bett in den See (wie solche bereits behauptet wurde), der Mensch hierzu sicher den leichtesten und kürzesten Weg gewählt hätte, keinesfalls aber die vorhandene Bogenführung.

Über den Zeitpunkt dieser natürlichen Verlegung des Spreebettes ist ebenfalls einiges bekannt. Potonié erwähnt bereits eine alte Karte des Beeskower Rathauses vom Jahre 1776 und 1777. Diese zeigt die Verhältnisse annähernd so, wie sie heute noch sind.

Auch ein alter Lehensbrief von 1712 spricht nur von einem Kahn auf der Spree. Anders jedoch 2 ältere Dokumente vom Ende des 15. Jahrhunderts, die stets von einem Werder in der Spree, sowie von deutlich zweierlei: nämlich von einem Kahn auf der Spree und von einer Furt sprechen. Hier muß also außer dem alten Spreebett bereits das neue in Entstehung begriffen gewesen sein, oder aber das neue Spreebett war damals schon fertig geschaffen, und das alte ging bereits seiner Verlandung entgegen.

Zur Entscheidung der Frage, ob die letzte Verlegung des Spreelaufes etwa bei Hochwasser plötzlich, oder bei normalem Wasserstande allmählich vor sich ging, habe ich kein beweisendes Material finden können.

Jedenfalls ist die Verlegung aber eine sehr jungendliche, war zu Ende des 15. Jahrhunderts mindestens schon eingeleitet und zu Beginn des 18. Jahrhunderts beendet.

Der Eintritt der Spree in den See war für dessen geologische Weiterentwickelung ein einschneidend veränderndes Moment.

Daß der See auch früher bereits kein absolut stagnierendes Gewässer war, sondern schon vor der Einmündung der Spree einen Abflußkanal und sehr schwache Strömung hatte, ist sehr wohl möglich, da offenbar ein jetzt stark verwehtes, nur noch in Resten erhaltenes kleines Bachbett, welches die Karte noch deut-

lich erkennen läßt, ursprünglich sein Wasser direkt dahin entleerte, auch waren u. a. möglicherweise Grundwasserströmung und Sickerwässer von der Spree her imstande, eine gewisse Bewegung der Wassermassen des Sees zu gewährleisten. Aber eine stärkere Strömung führte erst die Spree selbst durch den See, und diese brachte zunächst die Sapropelitbildung innerhalb der Strömungsrinne, wenigstens in der südlichen Hälfte des Sees, mehr oder minder zum Abschluß.

Ein klares Bild hiervon geben die allenthalben dem Seeboden entnommenen Grundproben.

Ganz im Süden, an der Einmündungsstelle der Spree, greift ein Sandschuttkegel über den unterlagernden Sapropelit bis ungefähr zu der Stelle in den See hinein, an welcher die Insel im Ögelsee aufgestiegen ist.

Für die Herkunft des Sandes kommen zwei Orte in Betracht, die ihn auch wohl gemeinschaftlich geliefert haben: einmal die Einschleppung von Sand am Flußgrunde durch die normale Strömung desselben, sodann aber auch, wie verschiedentlich gerade oberhalb des Sees kleine jungabgebrochene Ufersteilränder zeigen, Zufuhr von den Seiten des Flusses, dessen zunehmende Tiefe und Strömungsenergie durch die ständigen Regulierungsarbeiten der letzten Jahrhunderte die Spree vielerorts verjüngte und zu neuer Seitenerosion veranlaßte.

Potonié sah auf der neu entstandenen Insel noch eine 50 cm mächtige Sandlage; ich konnte nur bis zu 30 cm feststellen, dabei schnitt der Sand ziemlich scharf und ohne Übergänge gegen den unterlagernden Sapropelit ab. Aber schon wenige Meter jenseits der Insel, in der Richtung in den See hinein, und ebenso zu beiden Seiten der Strömungsrinne, verliert sich der Sand sehr rasch vollkommen, wie die zahlreich in drei Querprofilen durch den See aufgenommenen Bodenproben einwandfrei zeigten; dort ist heute noch die Sapropelitbildung in vollem Gange; derart zwar, daß beispielsweise der bei einer Wassertiefe von 1,70 m eingelassene Bohrlöffel erst bei 3,50 auf so weit verfestigten Schlamm traf, daß er eine Probe mit zu Tage brachte. Solche Proben waren

weicher, zerfließender Faulschlamm. Anders dagegen die Proben in der Strömungsrinne selbst, welche sich schon beim Zerreiben zwischen den Fingern stets körnig anfühlten, und so ihren Sandgehalt ohne weiteres erkennen ließen. Gegen das nördliche See-Ende zu vermindert sich der Sandgehalt der grauen Sapropelitmasse bei der abnehmenden Strömungskraft des Wassers natürlich rasch.

Ergänzende ganz analoge Bodenproben entnahm ich dem jetzt strömungslosen Boden der Altwässer des einstigen Spreelaufes, nur daß natürlich s. Z., als die Spree dort floß, die Sapropelitbildung völlig in Wegfall kam, während jetzt die Kleinorganismen des Wassers im Verein mit den von den Rändern eingespülten oder hineingewachsenen Pflanzenteilen die Bildung eines Faulschlammes begonnen haben. Umgekehrt wie im See ergaben hier also die Bodenproben unten etwas verunreinigten Sand, der nach oben rasch dunkler wurde und in eine dünne Lage noch stark sandig verunreinigter sapropelitischer Masse überging.

Zusammenfassend läßt sich über die jüngste Geschichte des Ögelsees sonach sagen, daß dieser — obwohl im Bereich der Spreetalanlage gelegen — doch während Jahrtausenden außer Zusammenhang mit der Spree als mehr oder minder strömungsloses Gewässer existiert haben muß, in dem sich ununterbrochen Sapropelit bildete, bis sich wahrscheinlich im 15. Jahrhundert die Spree Zugang zum See verschaffte, und damit in der Strömungsrinne die Sapropelitbildung eliminierte bezw. stark reduzierte.

III. Zur Entstehungsfrage der Insel im See.

Die eben dargelegte Geschichte des Ögelsees bietet nun die Grundlage, auf der eine Theorie der Inselentstehung fußen muß.

Potonié hat dargetan, daß es Gasansammlungen in dem Sapropelit sind, welchen die Insel im letzten Grunde ihre Entstehung verdankt, und er hat auch bereits auf das eigentümliche tektonische Bild der Insel — eine Steilküste mit Staffelbrüchen im W., eine

flach abfallende Küste im Osten — hingewiesen, sowie auf ihre eigentümliche Lage und Form — langgestreckt, fast gleichsinnig orientiert wie die Tiefenachse des Sees und hart am Rande ihrer größten Tiefe.

Potonié hat nun aber vor allem Wert auf die oberflächliche Besandung des Sapropelits gelegt, und sah in dieser den Deckel, der ein allmähliches Entweichen der sich unterhalb bildenden Zersetzungsgase verhindert, bis sie sich gewaltsam Bahn brechen können. Bei diesem Befreiungsakt der Gase wurde ein Stück des Seegrundes mit emporgehoben und ragte im November 1911 noch immer als bereits dicht mit Pflanzen bewachsene kleine Insel wenige Fuß über die Seeoberfläche empor.

Daß ein feuchter Sanddeckel tatsächlich den Gasen ein Entweichen unmöglich macht, erhärtete Potonié noch durch das Experiment.

Das Vorhandensein dieses Sanddeckels im ganzen See aber scheint Potonié lediglich aus der Überlagerung des Sapropelits der Insel durch Sand geschlossen zu haben.

Die im vorigen Abschnitt schon näher erwähnten zahlreichen Grundproben im Längsprofil und in drei Querprofilen des Sees haben aber das vollkommene Fehlen von Sand am Seeboden außer im Bereich des Einmündungsdeltas der Spree und eines Teils der Stromrinne ergeben; der in letzterer abgelagerte Sand aber ist so fein und so stark mit Sapropelit durchsetzt, daß er keineswegs als gasdichter Deckel abschließend gewirkt haben kann. Der Sand des Spreedeltas aber, der schon auf der Insel nur noch etwa 30 cm Durchschnittsmächtigkeit hat, sich jenseits der Insel in den See hinein aber sehr rasch völlig verliert, bedeckt höchstens etwa 5 % der gesamten Seebodenfläche, bei Mittelwasser gerechnet, so daß es also schwer verständlich erscheinen muß, wie eine derart lokal auftretende gasdichte Schicht dauernd ein Entweichen von Gasen des Seeuntergrundes verhindert konnte.

In dieser Beziehung bedarf die Potonié'sche Anschauung wohl zweifellos einer kleinen Modifikation.

Die Richtung aber, in der diese wohl zu suchen ist, hat

Potonié ebenfalls selbst schon gewiesen, als er schrieb: »Auch ist natürlich hier und sonst daran zu denken, daß eine Anritzung des Bodens durch gelegentlich flottere Bewegung des Flußwassers mitgewirkt, oder aber auch allein tätig gewesen sein kann.«

Die Potonié'sche Theorie hat nun einen völlig luftdicht abschließenden Sedimentdeckel zur notwendigen Voraussetzung. Darin aber scheint mir eben die Schwierigkeit für ihre Geltung zu liegen. Denn abgesehen davon, daß auch an anderen Orten kein Fall sicher bekannt ist, in dem ein solcher Sanddeckel tatsächlich vorliegt, gibt es sicherlich Fälle — und Potonié selbst führt in seiner Arbeit solche an —, in denen der den Sapropelit überlagernde Sand nur eine sehr geringe Rolle spielte und, wenn er überhaupt vorhanden war, höchstens als Beimengung des organischen Sediments, nicht aber als abschließender Deckel in Frage kam. Zudem sind ganz analoge, durch sozusagen explodierende Zersetzungsgase entstandene Inseln auch schon aus Torfmooren hervorgegangen, denen Sandbedeckung fehlt.

Da also der gasdichte Sanddeckel in vielen Fällen tatsächlich nicht vorhanden ist, aufquellende Gase aber jedenfalls die Inselschollen emporgehoben haben, bleibt nur die Annahme übrig, daß der Sapropelit selbst in seinen tieferen Lagen genügend komprimiert und zäh ist, um große Gasmassen zurückhalten zu können. Offen muß dabei die Frage bleiben, ob diese sich etwa in einer Schichtfuge an der Basis des Sapropelits oder aber an beliebigen Stellen innerhalb der tieferen Teile der Faulschlammassen ansammeln. Wenn aber tatsächlich der gasbildende Sapropelit das Entströmen seiner eigenen Gase aus den tieferen Teilen nicht gestattet, oder auch nur die Ausströmung derselben langsamer vor sich geht als deren Neubildung, so muß notwendig der Moment eintreten, in dem der zunehmende Druck der sich bildenden Gase einen gewaltsamen Ausgleich erzwingt, dessen Auslösung naturgemäß durch eine Druckentlastung von oben her erleichtert und beschleunigt werden kann.

Potonié selbst hat aber auch ebenso schon einerseits auf die Stürme und ihren niederen Luftdruck aufmerksam gemacht,

bei denen solche Inseln gern entstehen, und andererseits auf parallel laufende Erscheinungen bei anderen ähnlich entstandenen Inseln, wie sie die Insel des Ögelsees heute noch zeigt. Diese betreffen ihre Form, ihre Lage und ihren Bau.

Die völlige Kongruenz dieser drei Faktoren bei den analog entstandenen Inseln des Ögelsees, des Clevetzer Sees und der Pichelsdorfer Havel: ihre Lage hart neben der Tiefenachse der Strömungsrinne, die Bildung ihrer Staffelbruchränder zu dieser hin, und ihre dieser Tiefenachse annähernd parallel orientierte Längsachse sind zu auffallende harmonierende Erscheinungen, um dem Zufall zugeschrieben werden zu können.

Man wird dadurch darauf hingewiesen, genetische Beziehungen zwischen der Lage der Insel und der Stromrinne anzunehmen. Diese aber können dann wohl nur in der von POTONIÉ erwähnten Anritzung des Bodens der Rinne gesucht werden.

Ganz entsprechend entstand dann die Ögelseeinsel auch ziemlich hart am Rande des Spreeaufschüttungsdeltas im See, nicht etwa an einer beliebigen Stelle im See, wo das Wasser nur noch minimale Strömungsenergie besitzt, auch nicht da, wo durch die Einschwemmung des Sandes der größte Druck auf dem Sapropelit lastete, sondern da, wo die Strömung diesen zwar bereits zum größten Teil fallen gelassen hatte, aber doch noch stark genug war, um den weichen Untergrund anritzen zu können. Dabei kann naturgemäß dieses Anritzen auch durch niederen Luftdruck, Baggerarbeiten und dergl. befördert worden sein.

Tatsächlich ist die Strömung der Spree heute bei ihrer Einmündung in den See durch künstliche Regulierung stärker als in früheren Jahren, wie ich dies schon gelegentlich der Erwähnung der steilen Seitenränder des Flusses dortselbst gesagt habe.

Damit aber komme ich zu dem Schluß, daß nicht zunehmender Druck von oben unter gleichzeitig wachsender Verhinderung der Gasausströmung die Ursache der Bildung der Ögelseeinsel und anderer ähnlicher Inseln war, sondern vielmehr Druckentlastung des Seebodens, sei es durch ein barometrisches Minimum oder

— wie hier — durch Anritzen des Grundes über einer in der Tiefe der gasbildenden Unterlage langsam sich ansammelnden Gasmasse, die bei ihrem Aufsteigen und schließlichen gewaltsamen Durchbruch zur Oberfläche ein Stück des Seebodens als Insel mit emporhob.

z. Z. Tendaguru, Ostafrika, 30. Juni 1912.

Puzosia Rauffi n. sp., Puzosia Denisoniana Stol. in der Oberen Kreide Norddeutschlands und die Loben der bisher bekannten Puzosia-Arten.

Von Herrn **Ernst Zimmermann II** in Berlin.

Hierzu Tafel 25 und 26.

Geschichtliches über die Gattung.

Zittel hat in seinem Handbuch der Paläontologie B. 2, S. 463 ff. die Familie der Haploceratidae mit den Gattungen

Haploceras Zittel,
Desmoceras Zittel,
Silesites Uhlig,
Pachydiscus Zittel und
Mojsisovicsia Steinmann

behandelt[1]).

Desmoceras Zittel (S. 465) umfaßt 5 Formenreihen, nämlich:

1. die Reihe des *Ammonites Beudanti* Brongniart,
2. » » » » *difficilis* d'Orbigny,
3. » » » » *Emerici* Raspail,
4. » » » » *planulatus* Sowerby,
5. » » » » *Gardeni* Baily.

Für gewisse Vertreter aus der Reihe des *A. Emerici* Rasp., besonders für *A. latidorsatus* Mich. (Gault, Cenoman), ferner für

[1]) Zittel 1881.

solche aus der Reihe des *A. planulatus* Sow., besonders für *A. planulatus* Sow. (Cenoman) und *A. Mayorianus* d'Orb. (Gault) hatte Bayle schon vorher die Gattung **Puzosia** aufgestellt[1]), die Zittel aber nicht anerkannte. Indessen hat sich namentlich infolge der Arbeiten von Grossouvre[2]), Sarasin[3]), Kossmat[4]) und Pervinquière[5]) u. a. *Puzosia* als selbständige Gattung doch durchgesetzt.

Für die 5. Formenreihe, die des *A. Gardeni* Baily, hat Grossouvre die Gattung **Hauericeras** aufgestellt, deren Selbständigkeit von allen Autoren anerkannt wird.

Zu der Gattung **Desmoceras** stellt Grossouvre als typische Vertreter noch *A. latidorsatus* Mich. und die mit diesem näher verwandten Formen, aber Pervinquière stellt den *A. latidorsatus* Mich. wieder zur Gattung *Puzosia* und beschränkt die Gattung *Desmoceras* auf die Formenreihe des *A. Beudanti* Brongn. und des *A. difficilis* Mich.

Nach Pervinquière gehören also zu:

1. *Desmoceras* Zittel die Formenreihen des *A. Beudanti* Brongn. und die des *A. difficilis* d'Orb.;
2. *Puzosia* Bayle die Formenreihen des *A. Emerici* Rasp., des *A. planulatus* Sow. (und des *A. latidorsatus* Mich.),

während zu einer dritten Gattung, nämlich zu

3. *Hauericeras* Gross. Zittel's 5. Formenreihe des *A. Gardeni* Baily zu stellen ist.

Diese drei Gattungen weisen folgende Unterschiede auf:

---

[1]) Bayle 1878.
[2]) Grossouvre 1894.
[3]) Sarasin 1897, 1901—1902.
[4]) Kossmat 1895—1898.
[5]) Pervinquière, 1907; Jakob 1905; Solger 1904; Seune 1890; Steinmann 1907.

Desmoceras	*Puzosia*	*Hauericeras*
Mehr oder weniger eng genabelt	Meist weit und wenig tief genabelt	Weit genabelt
Windungen im Querschnitt eng und hoch	Windungen im Querschnitt gerundet, aufgebläht oder auch flach	Windungen im Querschnitt wenig dick und hoch, auf der Externseite mit einem deutlichen Kiel versehen
Flanken glatt oder mit einfachen graden oder sichelförmigen Rippen oder Linien verziert, die sich über den Externteil hinziehen; außerdem meist mit sichelförmigen Einschnürungen oder Varices	Flanken mit Wülsten und Einschnürungen, zwischen denen nach dem Externteil zu meist deutliche Rippen auftreten	Flanken wenig gewölbt, meist flach; ohne Berippung, aber mit mehr oder weniger deutlichen sichelförmigen Einschnürungen
Lobenlinie zuweilen stark zerschlitzt; mit mehreren Hilfsloben, stetig an Größe abnehmend. Sättel breit und hoch, an der Basis breit oder eingeschnürt. 1. Seitenlobus unregelmäßig dreizipfelig (Fig. 1)	Lobenlinie ähnlich der von *Desmoceras*; Anzahl der Lobenelemente meist geringer, stark an Größe abnehmend. Seitenlobus bedeutend tiefer als die anderen, zuweilen unsymmetrisch und durch verschieden große und sich schief vom Grunde erhebende Sekundärsättel unregelmäßig dreizipfelig. Sättel an der Basis eingeschnürt, den ES meist an Größe überragend (Fig. 2)	Lobenlinie ähnlich der von *Desmoceras* (Fig. 3)

Innerhalb der Gattung *Puzosia* sieht JAKOB[1]) den *A. latidorsatus* MICH. als Vertreter einer scharf charakterisierten Gruppe an, die er als *Latidorsella* zusammenfaßt. PERVINQUIÈRE nimmt auf Grund seines reichhaltigen Materials diese Trennung an. Nach ihren charakteristischen Merkmalen der engen Nabelung, der regelmäßigen Abnahme der Lobenelemente und der geringen Schrägstellung der Hilfsloben nimmt diese Untergattung eine Mittelstellung zwischen *Puzosia* s. s. und *Desmoceras* ein, während *Hauericeras* hinsichtlich seiner Loben mit *Desmoceras* identisch ist

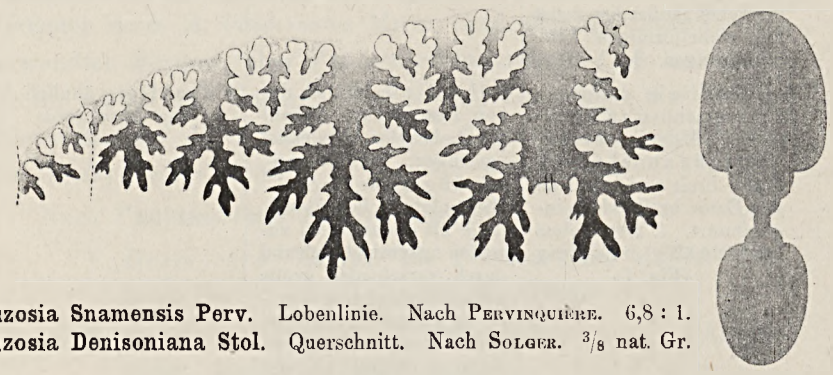
[1]) JAKOB, 1905.

Figur 1a. Figur 1b.



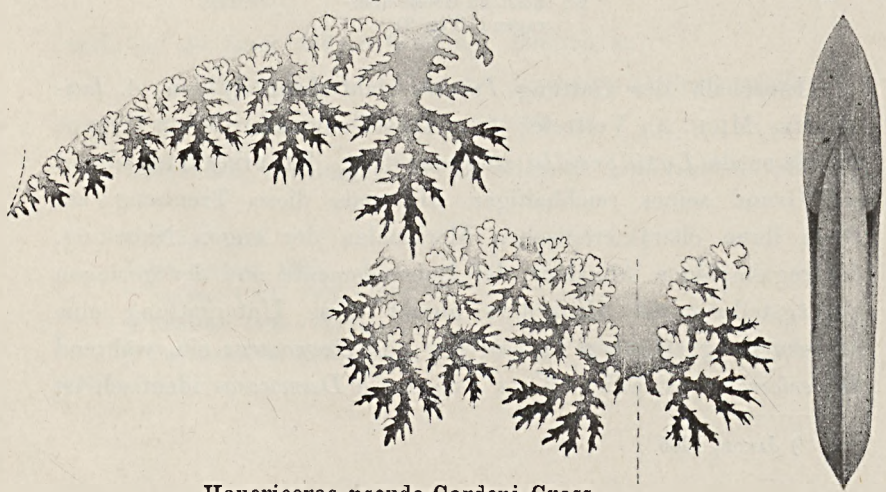
Desmoceras Revoili Perv.
Lobenlinie und Querschnitt. Nach Pervinquière. 6 : 1.

Figur 2a. Figur 2b.



Puzosia Snamensis Perv. Lobenlinie. Nach Pervinquière. 6,8 : 1.
Puzosia Denisoniana Stol. Querschnitt. Nach Solger. $^3/_8$ nat. Gr.

Figur 3a. Figur 3b.



Hauericeras pseudo-Gardeni Gross.
Lobenlinie (1 : 1) und Querschnitt (0,5 : 1). Nach Schlüter.

und nur durch den Besitz eines Kieles sich von *Desmoceras* unterscheidet.

Grossouvre meint, wie vorher Douvillé [1]), daß diese Gattungen auf Grund der unverkennbar ähnlichen Charaktere, die sich in ihren Lobenlinien vorfinden, wahrscheinlich zu der Familie der *Phylloceratidae* zu stellen sind, Pervinquière aber glaubt, sie der Familie der *Perisphinctes* zurechnen zu können, da er der Lobenlinie nicht die große Bedeutung wie Grossouvre beimißt.

So hat u. a. auch Kossmat darauf hingewiesen, daß die Berücksichtigung der Lobenlinie in der Systematik nicht den Ausschlag geben kann, da eine ähnliche Entwicklung der Lobenlinie bei Vertretern von Ammonitengeschlechtern zu beobachten ist, die ganz verschiedenen Ammonitenstämmen zuzuordnen sind.

Zittel [2]) selbst hat später seine *Haploceratidae* geteilt in:

Haploceratidae Zitt. mit *Haploceras*,

Desmoceratidae Zitt. mit *Desmoceras* Zitt. (*Puzosia* Bayle),
Silesites Uhlig,
Holcodiscus Uhlig,
Pachydiscus Zitt.,
Hauericeras Gross.

So hat sich bis jetzt noch keine allgemein anerkannte Lösung der Frage nach der systematischen Stellung dieser Ammonitengattungen gefunden, und weitere Funde werden hier erst die nötige Klarheit ergeben; denn trotz der Fülle von Geschlechtern und Arten, in der sich die Ammoniten noch in der oberen nordischen Kreide vorfinden, treten einige Gruppen wie *Lytoceras*, *Phylloceras*, *Haploceras* und *Desmoceras* immer seltener auf.

Puzosia Rauffi n. sp.

Taf. 25.

Fundort und geologisches Alter. Umso bemerkens-

[1]) Douvillé 1889.

[2]) Zittel, Grundzüge der Paläontologie, 2. Aufl. 1903, S. 452 und 457. Vergl. auch 3. Aufl. 1910; dort ist *Neoptychites* Kossmat mit Vorbehalt hierhin gestellt.

werter ist deshalb ein Fund aus dem Labiatus-Pläner von Opherdike[1]), ungefähr 6 km südsüdwestlich von Unna in Westfalen.

Der Ammonit wurde von Herrn Bergreferendar Strathmann aus Opherdike der Kgl. Bergakademie in Berlin geschenkt. Herr Professor Dr. Rauff übergab ihn mir zur Bearbeitung, wofür ich ihm, wie für die freundliche Unterstützung, die er mir dabei zuteil werden ließ, auch an dieser Stelle meinen herzlichsten Dank ausspreche.

Erhaltung, Größe, allgemeine Form. Es liegt von dem Ammoniten nur noch der Steinkern vor, der ein wenig verdrückt und verwittert ist. Aber die Verwitterung hat die Lobenlinien im allgemeinen scharf herausgearbeitet; nur auf der Externseite sind sie verloren gegangen. Die Abmessungen der äußeren Form ergaben (vergl. Taf. 1):

Größter Durchmesser	48,50 cm	(1)
Nabelweite	16,00 »	(0,33)
Höhe der letzten Windung . .	18,00 »	(0,37)
Dicke der letzten Windung .	12,00 »	(0,25)
Höhe der vorletzten Windung	10,50 »	(0,22)
Dicke der vorletzten Windung	8,30 »	(0,17)

Die inneren Windungen sind nicht mehr zu erkennen.

Höhenzunahme der erhaltenen Umgänge = 1 : 1,5
Dickenzunahme » » » = 1 : 1,4.

Länge der Wohnkammer, soweit sie erhalten ist, fast $^3/_4$ der letzten Windung.

Der Ammonit ist also verhältnismäßig weit genabelt. Nabelränder sind abgerundet und steil abfallend. Externseite abgerundet, Flanken abgeplattet. Rippen fehlen; sie waren wahrscheinlich schwach entwickelt auf der Ventralseite vorhanden, sind aber der Verwitterung zum Opfer gefallen. Drei schwach angedeutete Einschnürungen vorhanden.

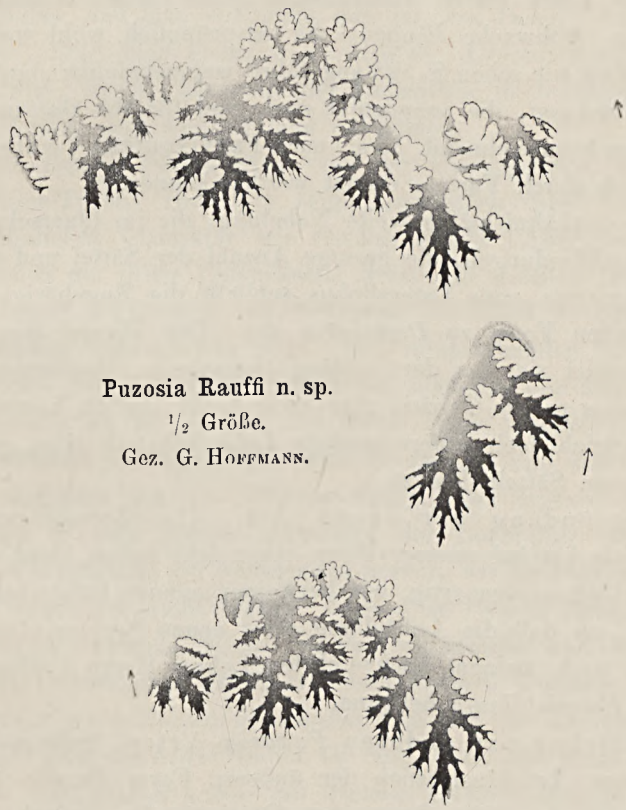
Lobenlinie. Reich und kompliziert gestaltet mit folgenden Elementen: ES, 1. SL, 1. SS, 2. SL, 2. SS, zwei Hülfsloben mit ihren Hülfssätteln (J. L.).

[1]) P. Krusch 1908.

Sättel und Loben nehmen von außen nach innen stark aber stetig an Größe ab, sind also serial entwickelt. Die Berührungslinie an die am stärksten vorspringenden Sattelenden verläuft etwas konvex nach vorn.

Sättel mit phylloid zerschlitzten Sattelenden hoch, oben breiter als an der verengten Basis, unter sich ähnlich. Externsattel leider nur unvollständig erhalten; Siphonallobus nicht zu verfolgen.

Figur 4.



Puzosia Rauffi n. sp.
$^1/_2$ Größe.
Gez. G. Hoffmann.

Alle Sättel durch einen mittleren schmalen tiefen Sekundärlobus (vergl. Fig. 4) in zwei ungleiche Teile zerspalten, deren größerer bei dem ersten Seitensattel nach der Internseite, bei den anderen Seitensätteln nach der Externseite liegt. Jede Hälfte mit 3—4 reichlich zerschlitzten sekundären Sätteln und Loben.

Die Loben ebenfalls reich gegliedert. Jeder Lobus mit drei ungleich großen Hauptzipfeln (Fig. 4), die des weiteren unsymmetrisch geteilt sind. Namentlich beim ersten Seitenlobus tritt diese Unsymmetrie der Zipfel stark hervor. Ferner ist die Tiefe des ersten Seitenlobus besonders charakteristisch.

Zugehörigkeit zu *Puzosia*. Nach den beschriebenen Eigenschaften, der äußerem Form, dem Maß der Windungszunahme, der weiten Nabelung und der Gestaltung der Lobenlinie mit dem tiefen ersten Laterallobus gehört unser Ammonit zu *Puzosia*. Schwache Rippen, die ursprünglich wohl vorhanden waren, sind, wie schon S. 528 angeführt, wahrscheinlich abgewittert. Einschnürungen, die angedeutet sind, sind für die Gattung nicht besonders kennzeichnend, da sie nach Pervinquière[1]) unbeständig sind, auch durch Varices ersetzt werden können.

Die verhältnismäßig weite Nabelung, die im Querschnitt gerundeten Windungen, die geringe Anzahl der Sättel und der tief eingeschnittene erste Laterallobus schließt die Zugehörigkeit der vorliegenden Form zu *Desmoceras* aus. Der Mangel eines Kiels unterscheidet sie von der Gattung *Hauericeras*, die besonders in *Hauericeras pseudo-Gardeni* eine zwar recht ähnlich komplizierte, aber zugleich doch anders geartete Lobenlinie mit einer größeren Anzahl von Sätteln besitzt.

Begründung der neuen Art. Die Zerschlitzung der Lobenlinie hat bei unserer Form einen sehr hohen Grad erreicht und verläuft so eigenartig, wie bei keiner anderen bisher bekannten *Puzosia*, so daß die Aufstellung einer neuen Spezies nötig wird, die ich nach meinem hochverehrten Lehrer Herrn Professor Dr. Rauff *Puzosia Rauffi* benenne.

Beziehung zu anderen *Puzosia*-Arten. Sehr nahe steht der neuen Art hinsichtlich der äußeren Form *Puzosia Darwini* Phill. aus dem Ober-Senon von Quiriquina[2]). Jedoch läßt die Lobenlinie dieser Art nicht eine Identifizierung mit der reicher gegliederten von *Puzosia Rauffi* zu.

[1]) Pervinquière, 1907, S. 143.
[2]) Steinmann, 1895—1896.

In Beziehung auf den Verlauf der Lobenlinie und die Sättelzahl läßt sich *Puzosia Snamensis* PERV. aus dem Maestrichtien von Tunis[1]) mit der neuen Spezies vergleichen. Aber auch bei dieser Form zeigt sich die Lobenlinie nicht so reich zerschlitzt. Überdies ist *Puzosia Snamensis* eng genabelt.

Auch die Lobenlinien der kleinen *Puzosia* sp. indet. aff. *planulata* SOW., die LIEBUS[2]) aus dem Baculitenmergel des Friedecker Schloßberges der oberen karpathischen Kreide beschreibt, ist einfacher und läßt sich nicht mit der von *Puzosia Rauffi* vergleichen, selbst dann nicht, wenn man die Altersunterschiede berücksichtigt, da die Elemente der Lobenlinie in der Jugend einfacher, breiter und weniger lang erscheinen.

Nur *Puzosia Bhima* STOL. aus der Utaturgruppe (Cenoman und Unter-Turon) Indiens[3]) zeigt hinsichtlich ihrer Lobenlinie einen ähnlichen Charakter wie *Puzosia Rauffi*. Aber der zweite, ferner auch der dritte Lateralsattel weist eine größere Breite und eine reichere Gliederung auf, während die Basis der Sättel eine bedeutendere Verengerung zeigt. Die entsprechenden Sättel sind bei *Puzosia Bhima* verhältnismäßig viel schmaler und zeigen keine Verengerung an der Basis. Bei dieser Form schneiden sich die Sekundärloben im allgemeinen nicht so tief ein und sind nicht so reich gegliedert wie bei *Puzosia Rauffi*. Bei unserer Art tritt außerdem in dem ganzen Charakter der Lobenlinie mehr eine phylloide Gestaltung der Sattelenden hervor, wie sie *Puzosia Bhima* in dem Maße gar nicht besitzt. Zudem ist *Puzosia Rauffi* weiter genabelt, als *Puzosia Bhima*, so daß wesentliche und leicht erkennbare Unterschiede zwischen diesen Formen bestehen.

Ferner weist *Puzosia Biassalense* KAR. aus der Barrême-Stufe der Krim[4]), die der Autor freilich für eine *Desmoceras*-Form ansieht, und die von KILIAN schon mit *Puzosia Uhligi* HAUG sp. gleichgestellt wurde[5]), zwar ähnliche Charaktere, aber nicht die reiche

[1]) PERVINQUIÈRE, a. a. O.
[2]) LIEBUS, 1902.
[3]) BLANFORD et STOLICZKA, 1861.
[4]) KARAKASCH, 1907.
[5]) KILIAN, 1909.

und vielseitige Zerschlitzung der Sättel und Loben von *Puzosia Rauffi* auf. Es kommt noch hinzu, daß die von Karakasch abgebildeten Formen trotz ihrer starken Abwitterung noch scharf und tief ausgeprägte Furchen besitzen, die in leicht geschwungener Form über die Flanken verlaufen.

Puzosia Denisoniana Stoliczka.

Tafel 26.

Fundort. Ein anderer großer Ammonit stammt aus dem subhercynischen Kreidegebiet, aus den Wunstorfer Zementwerken. Das Original befindet sich in der Sammlung der Kgl. Geologischen Landesanstalt.

Erhaltung, Größe, allgemeine Form. Bei dem guten Erhaltungszustande dieses Ammoniten, dessen innere Windungen zwar eine Verdrückung aufweisen, fallen die starken, leicht nach vorn geschwungenen schmalen Rippen, die ohne Spaltung über den Externteil verlaufen, besonders auf. Zwischen diesen Rippen stellen sich von der Externseite ein oder zwei schwächere Rippen ein, die meist in der Mitte der Flanke verschwinden, während die großen sich bis zu den abgerundeten, steil abfallenden Nabelrändern hinziehen. Die inneren Windungen der weitgenabelten Form weisen keine Rippen auf; diese sind vielleicht nachträglich durch Abwitterung zerstört worden. Die Länge der erhaltenen Wohnkammer beträgt über die Hälfte der letzten Windung. Die Abmessungen der äußeren Form ergaben:

Größter Durchmesser . . .	46,50 cm	(1)
Nabelweite	16,00 »	(0,34)
Höhe der letzten Windung .	18,50 »	(0,39)
Dicke der letzten Windung .	15 »	(0,32)
Höhe der vorletzten Windung	10,00 »	(0,21)
Dicke der vorletzten Windung	8 »	(0,17)

Die Lobenlinie, die erst durch Präparation sichtbar wurde, ist reich gegliedert, aber viel weniger kompliziert als die von *Puzosia Rauffi*, und hat folgende, z.T. nicht deutlich hervortretende Elemente: ES, 1. SL, 1. SS, 2. SL, 2. SS, zwei Hülfsloben mit ihren Hülfs-

sätteln. Auch hier nehmen Sättel und Loben von außen nach innen stark, aber stetig an Größe ab; der zweite Seitensattel nähert sich in seiner Größe schon sehr den Hülfssätteln (Fig. 5).

Figur 5.



Puzosia Denisoniana Stol.
1/2 Größe. Gez. G. Hoffmann.

Sättel mit phylloid zerschlitzten Sattelenden hoch, durch einen tiefen, schmalen Sekundärlobus in zwei ungleiche Teile zerspalten, deren Anordnung der bei *Puzosia Rauffi* entspricht. Loben dreizipfelig und ebenfalls reich gegliedert.

Zugehörigkeit zu *Puzosia Denisoniana* Stol. Nach den beschriebenen Eigenschaften handelt es sich um eine *Puzosia*-Art, die in der äußeren Form große Ähnlichkeit mit *Puzosia Denisoniana* Stol. aufweist und sich hinsichtlich der Lobenlinie auch mit ihr gleichstellen läßt; die geringfügigen Abweichungen in der Gliederung der Lobenlinie sind im wesentlichen auf die verschieden tief eingreifende Ätzung zurückzuführen.

Verbreitung und Beziehung zu anderen *Puzosia*-Arten. *Puzosia Denisoniana* ist bisher aus der nordischen Kreide nicht bekannt, dagegen ist ihr Auftreten in der südlichen Kreideentwicklung häufig beobachtet worden, wo sie als leitend für das Turon gilt. Stoliczka und Kossmat erwähnen sie aus der höheren Utaturgruppe Indiens (Unter-Turon), Yabe aus der Oberen Kreide Japans, Solger aus dem Mungokalk Kameruns (Cenoman, Turon, Unter-Senon).

Kossmat hat die Beobachtung gemacht, daß die äußere Form

von *Puzosia Denisoniana* Schwankungen ausgesetzt ist. In dem Jugendstadium tritt eine Ähnlichkeit mit *Desmoceras Parandieri* d'Orb. aus der Unteren Kreide Frankreichs hervor, im Altersstadium sind Beziehungen zu *Puzosia Austeni* Sharpe aus dem Turon vorhanden. Aber eine Verwechselung mit diesen Formen ist bei Berücksichtigung der durchaus verschiedenen Lobenlinien ausgeschlossen. *Desmoceras Kamerunense* v. Koen., dessen Ähnlichkeit mit *Puzosia Denisoniana* schon v. Koenen hervorhebt, ist nach neueren Untersuchungen von Kossmat und Solger nicht mehr von dieser Art zu trennen.

Phylogenetische Entwicklung der Lobenlinie bei Puzosia.

Beobachtet man den Verlauf der Lobenlinien bei den *Puzosia*-Arten, so ergibt sich, daß die Anzahl der Loben und Sättel innerhalb gewisser Grenzen nur geringfügigen Schwankungen unterworfen, ferner daß die Mutationen der Arten auf beständige Komplizierung der Lobenlinie gerichtet sind.

Figur 6.



Puzosia Angladei Sayn.
Nach Pervinquière. 6,8 : 1.

Den einfachsten Lobenbau besitzt *Puzosia Chirichensis* Perv. aus dem Gault von Tunis. Bei *Puzosia Ibrahim* Coqu. aus dem Aptien von Tunis setzt eine stärkere Gliederung der Kammerscheidewand ein — eine Gliederung, die sich dem Charakter nach bei *Puzosia Angladei* Sayn (Fig. 6) aus dem Barrêmien und Aptien von Tunis, ferner bei

Puzosia Getulina aus dem Gault (Tunis),
» *leonis* aus dem Senon (Tunis),

Puzosia Gaudama aus der Trichinopolygruppe (Indiens),
» *planulata* aus dem Cenoman,
(» *subplanulata*) aus dem Senon

wiedererkennen läßt, obgleich die Gliederung und die Faserung einen immer stärkeren Grad der Verwickelung annimmt (Fig. 7 und 8).

Figur 7.



Puzosia Gaudama Forl.
Nach Pervinquière. 8 : 1.

Figur 8.



Puzosia planulata Sow.
Nach Kossmat. 0,7 : 1.

Puzosia compressa aus der Utaturgruppe (Indiens),
» *crebrisulcata* » » » » ,
» *insculpta* » » » » ,
» *Stoliczkai* » » » » ,
» *indopacifica* aus der oberen Trichinopolygruppe (Indiens)

weisen nach dem Verlauf ihrer Lobenlinien nur geringfügige Unterschiede von einander auf und lassen sich nach dem Charakter der Lobenlinien als Begleit- oder Nebenformen von *Puzosia planulata* auffassen (Fig. 9 und 10).

Figur 9.



Puzosia compressa Kossm.
Nach Kossmat.

Figur 10.



Puzosia thos Perv.
Nach Pervinquière. 8 : 1.

Bei *Puzosia thos* Perv. aus den Unteren Albien (Tunis), der sich hinsichtlich ihrer Lobenlinie

Puzosia curvatisulcata Chatwin, Turon Waterworks Quarry Marlow Buk,

» *Ishikawai* Jimbo aus den Oberen Ammoniten-Schichten von Hokkaido und

» *Yubarense* Jimbo aus den Scaphiten-Schichten von Hokkaido

anschließen, schneiden sich die Sekundärloben tiefer ein als bei *Puzosia Getulina*. Die Verästelung nimmt dadurch zu (Fig. 11), wie es auch deutlich bei

Puzosia Melchioris aus dem Neocom von Tunis und bei
» *Denisoniana* aus der Utatur-Gruppe Indiens

zu sehen ist. Bei *Puzosia Denisoniana* weist ein Zweig des Externsattels eine lappenförmige Gestalt auf, die sich im größeren und reicheren Maße bei *Puzosia Griffithii* SHARPE aus dem Turon Englands vorfindet.

Figur 11.



Puzosia Melchioris Tietze.
Nach PERVINQUIÈRE. 6 : 1.

Bei den folgenden Formen fällt eine phylloide Gestaltung der Sattelenden mehr in die Augen. Die Gliederung nimmt auch hier zu, ebenso stellen sich an der Nabelkante mehr Suspensivloben ein. Dieses sehen wir bei

Puzosia indet. PERV. aus dem Gault von Tunis,
» *Paronae* » » » » » ,
» *Emerici* » » Neocom,
» *Bhima* » » Cenoman Indiens,
» *aliena* » » » » ,
» *Darwini* » » Senon von Quiriquina,
» *militis* » » » » Tunis,
» *diphylloides* » » » » » ,
» *Snamensis* » » » » » ,
» *Mayoriana* » » Gault » » ,
» *latidorsata* aus dem Cenoman in immer steigenderem Maße.

Puzosia Rauffi hat zwar nicht die große Anzahl von Sätteln wie *Puzosia latidorsata*, besitzt aber die reichste Gliederung.

Figur 12.



Puzosia Paronae Perv.
Nach Pervinquière. 3,5 : 1.

Figur 13.



Puzosia Emerici Rasp.
Nach Sarasin. 4 : 1.

Figur 14.



Puzosia Mayoriana d'Orb.
Nach d'Orbigny.

Bei den *Puzosia*-Arten sehen wir also eine zunehmende Komplikation der Lobenlinie, im allgemeinen fortschreitend mit dem Alter der Gattung. Sehr viele andere Kreideammoniten vom Gault

an (z. B. *Hoplites*, *Acanthoceras*, *Amaltheus*, *Schlönbachia*)[1] suchen ihre Lobenlinien zu vereinfachen, zwar nicht an Zahl der Lobenelemente, aber an Reichtum der Gliederung, so daß schließlich eine Reduktion der Lobenlinie fast bis zum Ceratitenstadium zu beobachten ist (z. B. bei *Tissotia*)[2].

Figur 15.



Puzosia latidorsata Mich.
Nach d'Orbigny.

Andere Puzosia-Arten aus der nördlichen Kreide.

1. Aus dem westfälischen und subhercynischen Kreidegebiet. Aus dem Oberen *Cuvieri*-Pläner bei Paderborn, aus dem Unteren *Cuvieri*-Pläner von Rothenfelde und aus den »grauen Mergeln« (= Emscher) bei Herne sind durch Schlüter[3] einige Exemplare von *Ammonites (Puzosia) Hernensis* (= *Puzosia Gaudama*) bekannt geworden.

Ferner beschrieb Schlüter aus dem *Cuvieri*-Pläner des subhercynischen Kreidegebietes, aus der Umgebung von Salzgitter, ein Exemplar dieser Art.

2. Aus dem hercynischen Kreidegebiet. Schließlich sind
Puzosia Austeni Sharpe aus dem Senon von Strehlen,
» *Gaudama* Forb. sp. aus dem Strehlener Plänerkalk[4],
» *montis albi* Laube und Bruder aus dem Unterturon von Prag[5],

[1]) Neumayr, 1875.
[2]) Douvillé, 1889.
[3]) Schlüter, 1872—76; 1876—77.
[4]) Petraschreck, 1902.
[5]) Laube und Bruder, 1887.

Puzosia sp. indet. aff. *planulata* Sow. aus dem Baculitenmergel des Friedeker Schloßberges

gefunden worden.

Aber alle diese Funde stehen vereinzelt da. *Puzosia* ist in der nördlichen Kreide ein Fremdling, während die Gattung mit einer großen Zahl von Arten und Varietäten für die Kreide Südeuropas und Indiens typisch ist, wie die Untersuchungen von Pervinquière, Kossmat, Yabe, Jimbo u. a. gezeigt haben.

Puzosia verhält sich gerade so wie einige andere südliche Kreideformen, wie z. B. *Duvalia* und die Rudisten, die aus dem Süden, wo sie heimisch sind, wohl spärlich nach Norden vordringen, sich aber hier nicht weiter zu entwickeln vermögen, sondern im Gegenteil verkümmern.

Über die Ursachen der Einwanderungen lassen sich nur Vermutungen äußern. Es ist wahrscheinlich, daß den Transgressionen hierbei eine größere Rolle zukommt, da durch Überflutungen trennende Landbarren aufgehoben, neue Verbindungen hergestellt und so allmählich weite Gebiete für die Einwanderung fremder Faunen erobert wurden.

Während nämlich gegen Ende der Jurazeit Europa, abgesehen vom alpinen und mediterranen Gebiet, sowie von Nordengland und Zentralrußland, immer mehr vom Meere entblößt wurde, begann in der Kreidezeit das Meer unter fortwährenden Oszillationen wieder vorzudringen. So erlangt das Mittelmeer in der Kreidezeit nach Norden zu eine immer weitere Verbreitung, erreicht im Mittel-Neocom Nordfrankreich, England und Norddeutschland. Im Ober-Neocom ist auch in England die Phase der Süßwasserbildungen beendet. Das Meer transgrediert in der Oberen Kreide immer mehr und erlangt eine immer größere Ausdehnung und Tiefe[1]). Es ist in dieser Hinsicht bemerkenswert, daß sich Vertreter der Gattung *Puzosia* in der südlichen Kreide schon im Neocom gefunden haben, während in Norddeutschland (am Südrande des Beckens von Münster, ebenso aus dem subhercynischen Gebiet) ihr Auftreten aus dem Turon, aus dem hercynischen Kreidegebiet erst aus dem Senon bekannt geworden sind.

[1]) Suess, 1888.

Verbreitung der Puzosia-Arten.

	abgebildet bei	Neocom	Gault	Cenoman	Turon	Emscher	Senon
Puzosia Angladei Sayn.	Perv. 54 [1])	×					
» *aliena* Stol.	Blanford 6			Ut.[2])			
» *Austeni* Sharpe.	Sharpe 4 Fritsch, Schlönbach 11				×		
» *Bhima* Stol.	Stoliczka 6			Ut.			
» *Chirichensis* Perv. . . .	Perv. 54		×				
» *compressa* Kossm. . . .	Kossmat 32			Ut.			
» *Corbarica* Gross. . . .	Grossouvre 27					×	
» *crebrisulcata* Kossm. . .	Kossmat 32			Ut.			
» *curvatisulcata* Withers	Withers 67				×		
» *Darwini* Steinm.	Steinmann 31						×
» *Denisoniana* Stol. . . .	Solger 48 Stol. 6			Ut.			
» *diphylloides* Forbes . .	Perv. 54						×
» *Emerici* Rasp.	Sarasin 35 d'Orb. 1	×					
» *Gaudama* Forbes . . .	Perv. 54					×	×
(= *Hernensis* Schlüt.) .	Schlüter 10				×	×	
» *Getulina* Perv.	Perv. 54	×	×				
» *Griffithi* Sh.	Sharpe 4				×		
» *Haugi* Seune	Haug 22, Seunes 25	×					
» *Ibrahim* Coquand . . .	Perv. 54	×					
» *indopacifica* Kossm. . .	Kossmat 32				Trich.		
» *insculpta* Kossm.	Kossmat 32			Ut.			
» *Ishikawai* Jimbo	Jimbo 28						×
» *japonica* Yabe	Yabe 49						×
» *latidorsata* Mich.	d'Orb. 1	×	×	×			×
» *leonis* Perv.	Perv. 54						×
» *ligata* d'Orb.	d'Orb. 1	×					

[1]) Die Zahlen weisen auf das Literaturverzeichnis hin.

[2]) Ut. = Utaturgruppe } Cenoman
Trich. = Trichinopolygruppe } Turon, Emscher
Air. = Airyalurgruppe Senon

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

	abgebildet bei	Neocom	Gault	Cenoman	Turon	Emscher	Senon
Puzosia le Marchandi Gross. .	Gross. 27		×				
» *Mayoriana* d'Orb. . . .	d'Orb. 1		×				
» *Melchioris* Tietze . . .	Perv. 54	×					
» *militis* Perv.	Perv. 54						
» *Mülleri* Gross.	Gross. 27				×		×
» *octosulcata* Sharpe . . .	Sharpe 4		×	×			
» *Paronae* Perv.	Perv. 54		×	Ut.			Air.
» *planulata* Sow.	Kossm. 32		×	×	Trich.		×
» = *subplanulata* Schlüt.	Schlüter 10				×		×
» *Rauffi*					×		
» *Snamensis*	Perv. 54						×
» *Stoliczkai* Kossm. . . .	Kossm. 32			Ut.			
» *thos* Perv.	Perv. 54		×				
» *Yubarense* Jimbo	Jimbo 28				×		
» indet. Perv.	Perv. 54		×				
» » Liebus	Liebus 42						×
» » Yabe	Yabe 49					×	×

Literatur-Verzeichnis.

1. 1840. d'Orbigny: Description zoologique et géologique de tous les animaux mollusques et rayonnés fossiles de France. Paléontologie française I. 148 t. Paris.
2. 1842. Matheron: Catalogue méthodique et descriptif des corps organisés fossiles du département des Bouches-du-Rhône et lieux circonvoisins. 41 t. Marseille.
3. 1849. Geinitz: Das Quadersandsteingebirge oder Kreidegebirge in Deutschland. 12 t. Freiberg.
4. 1853. Sharpe: Description of the fossil remains of mollusca found in the Chalk of England. I—III Cephalopoda. 26 t. Pal. Soc. London 1853—1909.
5. 1855. Baily: Description of some cretaceous fossils from South Africa; mit t. Quarterly Journal of the Geol. society of London. XI, S. 454—465.

6. 1861. Blanford (H. F.) et F. Stoliczka: The fossil Cephalopoda of the Cretaceous Rocks of Southern India. 94 pl. Mem. Geol. Surv. India (Palaeontologia indica). (3) 1. Calcutta 1861 u. 1865.
7. 1865. Suess: Über Ammonitiden. Sitzungsberichte d. Wiener Akad. 1865 und 1870.
8. 1868. Zittel: Cephalopoden der Stramberger Schichten. Paläont. Mitteilungen aus dem Mus. d. bayr. Staates. 24 t. Stuttgart. B. II.
9. 1872. Geinitz: Das Elbtalgebirge in Sachsen. Palaeontographica 20. 2. Abt., 46 t. Cassel 1872—75.
10. Schlüter: Cephalopoden der oberen deutschen Kreide. I. Teil. Palaeontogr. 21, 35 t. Cassel 1872—76.
11. Fritsch: Cephalopoden der böhmischen Kreideformation. 16 t. Prag.
12. Neumayr: Die Ammoniten der Kreide und ihre Systematik. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 27. S. 854—942.
13. 1876. Schlüter: Cephalopoden der oberen deutschen Kreide. II. Teil. Palaeontographica 24, 20 t. Cassel.
14. 1878. Bayle: Explication de la carte géologique de la France. vol. IV, 1.: Fossiles principaux des terrains. 158 t. Paris.
15. 1878—80. Matheron: Recherches paléontologiques dans le Midi de la France. Atlas sans texte. Marseille.
16. 1880. Neumayr und Uhlig: Über Ammonitiden aus den Hilsbildungen Norddeutschlands. 43 t. Palaeontographica 27.
17. Branca: Beiträge zur Entwicklungsgeschichte der fossilen Cephalopoden. Palaeontogr. 27.
18. 1881. Zittel: Handbuch der Paläontologie. II. München-Leipzig 1881—85.
19. 1885. Suess: Das Antlitz der Erde. Wien 1885—1909.
20. 1887. Laube und Bruder: Ammoniten der böhmischen Kreide. Palaeontographica 33. 7 t.
21. 1889. Douvillé: Sur la classification des Ceratites de la Craie. Bull. Soc. Geol. France, tome XVIII.
22. Haug: Beiträge zur Kenntnis der oberneocomen Ammonitenfauna der Puezalpe bei Corvara (Südtirol). Beiträge zur Palaeont. Österreich-Ungarns und des Orients. 8. 8 t.
23. Neumayr: Die Stämme des Tierreiches. I. Wien und Prag.
24. 1890. Yokoyama: Versteinerungen aus der japanischen Kreide. 8 t. Palaeontogr. 36.
25. Seunes: Contributions à l'étude des Cephalopodes du Crétacé supérieur de France. Mémoires de la société Géologique de France. 6 t. Paris.
26. 1891. Blanckenhorn: Grundzüge der Geologie und physikalischen Geographie von Nord-Syrien. Berlin.
27. 1894. de Grossouvre: Recherches sur la craie supérieure. II. part: Les Ammonites de la craie supérieure. Mémoires de la carte géologique détaillée de la France. Paris.
28. Jimbo: Beiträge zur Kenntnis der Fauna der Kreideformation von Hokkaido. 9 t. Palaeont. Abhandl. 6. H 3. Jena.

29. Kossmat: Die Bedeutung der südindischen Kreideformation für die Beurteilung der geographischen Verhältnisse während der späteren Kreidezeit. Jahrbuch d. K. K. Geol. Reichsanstalt Wien, 44.
30. Joh. Böhm: Über *Ammonitides pedernalis* v. Buch. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges, 50.
31. 1895. Steinmann, Deecke, Möricke: Das Alter und die Fauna der Quiriquina-Schichten in Chile. 7 Taf. N. Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. X. 1895—96.
32. Kossmat: Untersuchungen über die südindische Kreideformation. 25 t. Beiträge zur Palaeont. von Österreich-Ungarn und des Orients. 9, 1895, und 11, 1898.
33. 1897. v. Koenen: Über Fossilien der Unteren Kreide am Ufer des Mungo in Kamerun. 4 Taf. Abhandl. d. K. Ges. d. Wissenschaften zu Göttingen, Math.-phys. Klasse, N. F. I, Berlin. Nachtrag ebenda 1898.
34. Kossmat: The cretaceous deposits of Pondicherri. 3 t. Rec. Geol. Surv. India 30. Calcutta.
35. Sarasin: Quelques considérations sur les genres Hoplites, Sonneratia, Desmoceras et Puzosia. Bulletin de la société géologique de France (3) 25, S, 760—799.
36. 1898. Michael: Über Kreidefossilien der Insel Sachalin. 2 t. Dieses Jahrbuch 29.
37. 1900. G. Müller: Versteinerungen der Jura und der Kreide. 14 t. in Bornhardt: Zur Oberflächengestaltung und Geologie Deutsch-Ostafrikas. Berlin.
38. 1901—02. Sarasin et Schöndelmayr: Étude monographique des ammonites du Crétacé inférieur de Châtel-Saint Denis. 25 pl. Mém. Soc. Pal. Suisse. 28 u. 29.
39. 1902. v. Koenen: Die Ammonitiden des Norddeutschen Neocom. Abh. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt, H. 24. N. F. 55 t.
40. Kossmat. Geologie der Inseln Sokotra, Semba und Abd el Kuri. Denkschr. d. math.-naturw. Klasse d. K. Akad. d. Wissensch. 5 t. Wien. 71.
41. Krause, P. G.: Fauna der Kreide von Temojoh in West-Borneo. 2 t. Samml. geol. Reichs-Mus. in Leiden, 7.
42. Liebus: Über einige Fossilien aus der karpathischen Kreide. Beitr. zur Paläontologie Österreich-Ungarns und des Orients, 14.
43. Petraschek: Die Ammoniten der sächsischen Kreideformation. Beiträge zur Geol. u. Paläont. Österreich-Ungarns und des Orients, 14. 6 t.
44. Quaas: Beitrag zur Kenntnis der Fauna der obersten Kreidebildungen in der Libyschen Wüste. Paläontogr. 30.
45. 1903. Hoerner: Zur Ontogenie und Phylogenie der Cephalopoden. Jahrb. der K. K. geol. Reichsanstalt Wien. 53.
46. Zittel: Grundzüge der Paläontologie. München.
47. 1904. Lasswitz: Die Kreideammoniten von Texas. Geol. und Palaeont. Abh., 10. Jena.

48. Solger: Die Fossilien der Mungokreide in Kamerun und ihre geologische Bedeutung mit besonderer Berücksichtigung der Ammonitiden. 3 t. Esch, Solger, Oppenheim, Jäckel: Beiträge zur Geologie von Kamerun. Stuttgart.

49. Yabe: Cretaceous Cephalopoda from the Hokkaido I. Journal of the College of Science. Tokyo, 18, 2, 1903, Part. II. ebenda 20, 2.

50. 1905. Uhlig: Einige Bemerkungen über die Ammonitengattung *Hoplites* Neumayr. Sitzungsber. d. math.-naturw. Klasse d. Akad. d. Wissenschaften, B. 114, Abt. I (Anm.)

51. 1905. Pethö: Die Kreide-Hypersenon-Fauna des Peterwardeiner Gebirges, 22 t. Palaeontogr., 52, 1905/06.

Jakob: Etudes sur les ammonites et sur l'horizont stratigraphique du gisement de Clansayes. Bulletin de la société Géologique de France. (4) 5. 2 t.

52. 1906. Müller, G., und A. Wollemann: Die Molluskenfauna des Untersenons von Braunschweig und Ilsede. II. Cephalopoden. 11 t. Abh. Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt, N. F., H. 47.

53. Wollemann: *Puzosia Mülleri* Gross. aus dem Scaphitenpläner von Nettlingen. Centr. f. Min. S. 452 ff.

54. 1907. Pervinquière: Etudes de la Paléontologie tunisienne. I. Cephalopodes des terrains secondaires. 27 t. Paris.

55. Karakasch: Le crétacé inférieur de la Crimée et sa faune. Travaux d. l. Soc. impériale d. Naturalistes de St. Petersbourg.

56. Steinmann: Einführung in die Paläontologie.

57. Jakob: Ammonites du Crétacé Moyen. Mémoires de la société Géologique de France.

58. 1908. Krusch: Der Südrand des Beckens von Münster zwischen Menden und Witten auf Grund der Ergebnisse der geologischen Spezialaufnahme. Dieses Jahrbuch 29.

59. —, Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Lief. 143, Blatt Hörde.

60. Bärtling: Ausbildung und Verbreitung der Kreide am Westrand des Beckens von Münster. Z. d. Deutsch. Geol. Ges. 60.

61. —, Über ein neues Vorkommen von Oberem Gault in einer Tiefbohrung in einer Lippemulde des niederrheinisch-westfälischen Steinkohlenbeckens. Ebenda.

62. 1909. —, Stratigraphie des Untersenons im Becken von Münster in der Übergangszone aus mergeliger zu sandiger Facies. Ebenda 61.

63. —, Die Ergebnisse der neueren Tiefbohrungen nördlich der Lippe im Fürstlich Salm-Salmschen Bergregalgebiet. Glückauf. Essen-Ruhr. 45.

64. Krusch: Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik des Beckens von Münster. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 61.

65. —, Geologie des Beckens von Münster mit besonderer Berücksichtigung der Tiefbohraufschlüsse nördlich der Lippe im Fürstlich Salm-Salmschen Regalgebiet. Ebenda.

66. Kilian, W., et Reboul: Les Cephalopodes Néocrétacés des îles Seymour et Snow Hill. 20 t. In: Wissenschaftliche Ergebnisse der schwedischen Südpolar-Expedition 1901—1903, Lief. 6. 3, Stockholm.

67. Chatwin and Withers: Contribution to the Fauna of the Chalk Rock in The Geological Magazine or Monthly Journal of Geology with which is incorporated The Geologist. New Series Decacé V, vol. VI. London 1909.

68. Steinmann: Probleme der Ammoniten-Phylogenie. Sitzungsber. d. niederrhein. Ges. für Naturw. u. Heilkunde, Bonn.

69. Paulcke: Cephalopoden der Oberen Kreide Südpatagoniens. Ber. d. Naturf. Ges. Freiburg. XV.

70. Yabe: Zur Stratigraphie und Palaeontologie der Oberen Kreide von Hokkaido und Sachalin. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. 1909, S. 402.

71. 1912. Bärtling: Die geologischen Verhältnisse der weiteren Umgebung von Dortmund auf Grund der neueren geologischen Spezialkarten. Verh. naturh. Ver. Rheinl. u. Westf., S. 215.

Berlin, den 20. April 1912.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

POLITECHNIKA GDAŃSKA Z ZASOBÓW BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ III 15008

Sach-Register.

(*Die Fossilnamen sind cursiv gedruckt. — Die Zahlen der Seiten, welche Abbildungen, Profilzeichnungen, Analysen usw. enthalten, und die Tafelnummern sind* ***fett*** *gedruckt.*)

Seite

A.

Abrasion der Ostküste Rügens . 155
Acervularia Goldfussi 4
» *pentagona* 4
Acidaspis derelicta 345
» *glabrata* 345
Aclisina striatula 65
Adeorbis carinata 441
Älteres Diluvium auf Rügen 116, 146
Agoniatites fecundus . . . 357, 358
» *Holzapfeli* 358
Alluvialer Kalktuff auf Rügen . 144
Altdiluviale Staubeckenbildungen 101
Altes Diluvium bei Kalisch . . 99
» » » Warschau . 99
Alethopteris Serloi 226
Alveolites suborbicularis 4
Ambocoelia umbonata 27
» *walheimensis* . . 26, 37, 38
Ammonites Beudanti 534
» *difficilis* 534
» *Emerici* 534
» *Gardeni* 534
» *latidorsatus* . . 534, 535
» *planulatus* 534
Ancillaria obsoleta 440
Annularia radiata 199
Anomia reticularis 30
Anoplotheca lepida 372
Anthracomya pulchra 223
Aporrhais speciosa 440

Seite

Arca Bündensis 446
» *saxonica* 441, 442, 445
Argiope megalocephala 448
Artefacte, frühneolithische . . . 431
Astarte gracilis 441
» *Kickxii* 441
» *pygmaea* 441
Athyris avirostris 328
» *Bayeti* 28, 37, 38
» *concentrica* 28, 37
» *Davousti* 319
» *Erbrayi* 328
» *minuta* Taf. **2**, Fig. 7 2, 29, 37
» *reticulata* 29, 37
» *undata* 319
Atrypa aspera 30, 329
» *cuboides* 31
» *longispina* 2, 30, 37
» *plewrodon* 44
» *reticularis* . . . 30, 37, 328
» » var. *aspera* . 4, 349
Aucella Geinitzii 413
Aufpressungen in Endmoränen . 480
Aulopora repens 4
Avicula hirundo 50
» *laminosa* 51
Aviculopecten anisotus 58
» *Barrandianus* . . 59
» *Bouei* Taf. **3**, Fig. 20 55, 69
» *concentricostriatus* . 58

Seite

Aviculopecten decussatus Taf. 3, Fig. 18, 18a . 53, 69
» *Diensti* Taf. 3, Fig. 26 62
» *dissimilis* 55
» *gaablauensis* Taf. 3, Fig. 25 61
» *intermedius* . . . 62
» *interstitialis* . . . 55
» *macrotis* 63
» *Neptuni* 6
» *orbiculatus* . . . 58
» *planoclathratus* Taf. 3, Fig. 22, 22a 57, 69
» *plicatus* . . . 62, 63
» *semicostatus* Taf. 3, Fig. 19 . . 54, 63, 69
» *subfimbriatus* Taf. 3, Fig. 21, 21a . 55, 69
» *tenuiclathratus* Taf. 3, Fig. 23, 23a . . . 58
» *trifidecostatus* Taf. 3, Fig. 24 . . . 59
» *vicinus* 58
» *zic-zac* 56

B.

Balanus zonalis 440
Ballersbacher Kalk . . . 314, 384
Basalkonglomerate des Buntsandsteins 401
Basalt Eisenacher Gegend . . . 462
» Heldburg 451
» Vitzeroda 453
Basaltgang Heldburg . . 459, 462
» Hörschel 460
» Stedtfeld 462
Basaltgänge im Salzlager . . . 456
Basaltische Schlotbreccie . 451, 452, 457, 466
Basalttuff 454
Bausandstein . . . 407, 409, 410
Beaumontia Guerangeri 338
Bellerophon bohemicus 378
» sp. Taf. 23, Fig. 12 333, 378

Seite

Bellerophon sphaericus . . 333, 378
» *Whidbornei* 333
Beneckeia tenuis 416
Bifida lepida 328
Biloculina ringens 443
Blattverschiebungen, diluviale, auf Rügen 147
Blockpackung, mittelposensche Endmoräne 480
Boddenküste in Vorpommern . . 434
Bohrung Bachowice . 198, 201, 267
» Batzdorf . . . 172, 173
» Beczyn . . 169, 204, 301
» Bestwina . . . 179, 201
» Bibiella 170
» Brzezinka 189, 203, 295, 301
» Brodla 224
» Bulowice 172
» Bycyna 216, 302
» Czulowek . 169, 226, 288
» Dulowa 171, 221
» Gieraltowice 182, 191, 201
» Grojec 188, 297
» Gr. Zölling 88
» Hanstedt 445
» Holm 437
» Karlsruhe bei Oppeln . 88
» Koscielek 215
» Kwaczala 210
» Leki 182, 273
» Libiaz 207, 208
» Lgota 173, 201
» Maniska 207
» Metkow 208
» Mirow 224, 285
» Mloszawa 219
» Mnikow 169
» Modzydlo 207
» Nieporaz 171
» Nowawies . 173, 183, 276
» Nowe Dwory 169, 202, 269
» Olczyny 210
» Oppeln 88
» Pila 213, 279
» Pogorzyce . . . 214, 293
» Polanka . . . 181, 241

Seite

Bohrung Polwies 195
» Poreba 184, 272
» Przesiczow . 180, 185, 280
» Przeginia 169, 225, 227, 277
» Regulice . . . 212, 264
» Rozkochow . . . 211, 259
» Rudno 223
» Ryczow . . 247, 251, 256
» Ryczow-Polwies . . . 255
» Ryczow-Spytkowice . 257
» Rzeszotary 168
» Samborek 168
» Spytkowice 196
» Stare Stawy . . 181, 239
» Tluczan 200, 284
» Trzebinia . . . 171, 219
» Vossowska 88
» Wilamowice 191
» Winsen 444
» Wlosienica . . . 184, 289
» Wola Filipowska . . 171
» Wozniki . 173, 201, 300
Bohrungen Boischow 189
» Helenenthal . . . 82, 85
» Kaniow 178
» Ryczow . 191, 194, 195
» am Saßnitzer Hafenbahnhof 158
» in der Swinepforte . 468
Bonebed im Mittleren Buntsandstein 407
Brachiopoden der Frasne-Stufe Taf. 1 u. 2.
Brackische Fauna im Carbon Westgaliziens 188
Brandenbergschichten 477
Brandschieferlagen im Carbon Westgaliziens 189, 260
Breccie, vulkanische, bei Barchfeld . . 452
» » bei Marienthal . . 449
» » bei Oberzella . . 453
» » bei Unterbreizbach 455, 456

Seite

Bröckelschiefer 398, 400
» , Dolomitknollen im 400
Bronteus sp. 323
» sp. Schönauer Kalk . . 358
Buche in submarinem Torf . . 429
Buchiola retrostriata 3
» -Schiefer 7
Büdesheimer Schiefer 3
Bulla convoluta 441
Buntsandstein, Basalkonglomerate des -s 401
» Gliederung . . 397
» , Konglomerate des -s 401
» , Mittlerer . . . 405
» , Mittlerer, Bonebed im -en 407
» , Mittlerer, Spessart 407
» , Oberer, vgl. auch unter »Röt«
» , Oberer 414
» , Unterer, Mächtigkeit 403
» , Unterer, Mansfelder Mulde . . 401
» , Unterer, Niederhessen . . 398, 403
» , Unterer, Südhannover 401
» , Unterer, Thüringen . . 398, 401
» -Zechstein-Grenze . 398

C.

Calamites arenaceus 411
Calamites Suckowi 187
Calceolaschiefer, Selscheider . . 476
Camarophoria formosa 32
» *megistana* . . . 32
» *tumida* 33
Cancellaria subangulosa 440
Cannelkohle 185
Capulus sp. Schönauer Kalk . . 358
Carbon, flözleeres 170
» , Muldengruppe vgl. unter »Muldengruppe«

Seite

Carbon, Toneisensteinlagen im 187, 199
» , Vertaubung 238
» , Oberschlesien . . 181, 199
» , Westgalizien 169
» , Westgalizien, Brandschieferlagen im . 189, 200
» , Westgalizien, brackische Fauna im 188
» , Westgalizien, Toneisenstein im 187
Carbonicola aquilina 223
Cardiola reliqua 376
» sp. Taf. **23**, Fig. 8 . . 376
Cardiomorpha sulcata 49
Cardium comatulum . . . 441, 442
» *Kochi* 441
Cellulipora globus 444
Cheirurus gibbus Taf. **22**, Fig. 14 358, 363
Chirotherienfährten 411
Chirotheriumsandstein 408
» , Karneolknollen im 408
» , Niederhessen . 410
» , Spessart . 415
Chonetes dilatata 319, 332
» *embryo* . 333, 341, 351, 355
» *hardrensis* Taf. **3**, Fig. 5 44, 68
» *Laguessiana* 44
» *plebeja* 319
» *sarcinulata* . . . 319, 332
» sp. 4
Cistella puncticulata 448
» sp. 442, 446
Clisospira acuta Taf. **21**, Fig. 12a bis 12c 377
Coblenz-Stufe 308
Cölestin-Schichten 418
Conocardium artifex 335
» sp. 375
Conularia Gervillei 352
» *Proteia* 352
» *quadrisulcata* 353
» *subparallela* 352
Conus Semperi 441

Seite

Corbula gibba 441
Cornuspira oligogyra 443
Craniella cassis 333
Crinoidarum sp. Schönauer Kalk 358
Crinoidenstielglieder, Untercarbon Gaablau 66
Cristellaria Beyrichi 443
» *inornata* 443
» *multiseptata* 443
» *osnabrugensis* . . . 443
Cryptodon obtusus 442
Ctenacanthus bohemicus 358
Ctenodonta sp. Taf. **23**, Fig. 4 . 373
Cuboides-Schichten 3
Cucullaea elliptica 336
» *unduliformis* 416
Culm, Westgalizien 200
Cyphasis Barandei 345
» *hydrocephala* Taf. **20**, Fig. 3a, b 345
Cypricardia rhombea 52
Cypricardinia connexa Taf. **23**, Fig. 7 375
» *crenicostata* . . . 336
» *crenistria* . . . 336
Cyprina rotundata 442
Cyrtina heteroclita 28, 37
» *Murchisoniana* 5

D.

Dalila sp. Schönauer Kalk . . . 358
Dalmanella Drevermanni . . . 329
Dalmanitensandstein, Klein-Linden 384
Dalmanitenschiefer 359
Dalmanites auriculata 366
» *cristata* 366
» *Hausmanni* 366
» *Mc' Coyi* 366
» *Reussi* Taf. **22**, Fig. 13 366
» *rugosa* 366
» *spinifera* 366
» *tuberculatus* Taf. **20**, Fig. 2a—d 321, 341, 344, 355
Dentalina approximata 443
» *bifurcata* 443

Seite

Dentalina consobrina 443
» *cyrtoceratoides* . . . 65
» *Kickxii* . . . 441, 442
» *multilineata* 443
» *vermiculum* 443
Dentalium priscum Taf. **3**, Fig. 30 65, 69
Desmoceras Kamerunense . . . 544
» *Parandieri* 544
» *Revoili* **536**
Dielasma elongatum . . . 34, 37, 38
Diluviale Blattverschiebungen auf Rügen 147
» Querwerfungen auf Rügen 149
» Störungen auf Rügen 134, 147, **148**
» Überschiebungen auf Rügen . . 139, 147, 151
Diluvialprofil (schematisches) auf Rügen 117
Diluvium, Altes bei Kalisch . . 99
» » » Warschau . 99
» auf Rügen Taf. **6—16**
» auf Rügen 114, 116, 120
» auf Rügen (älteres) 146, 150
» auf Rügen, Auswalzung 128
» auf Rügen (jüngeres) . 146
» auf Rügen, tektonische Diskordanz, im 128, **131**, 133
» auf Rügen, Schleppungserscheinungen im 129
» auf Rügen, Störungen im **122**, **126**, **131**, **136**, **140**
» Störungs-Phasen im . **153**
Diplozone innocens 376
» *redux* 376
Dolomitknollen im Brōckelschiefer 400
Douvilliana Dutertii . . . 11, 36, 38
» *Thomasii* . . . 11, 36
Durchragungen 480, 508
Durchragungszüge 495

E.

Ebbesattel 474, 476
Ebbeschichten 475
Eck'sches Konglomerat . . 401, 406

Seite

Edmondia anodonta 49
» *rudis* Taf. **3**, Fig. 10 48, 69
» *rugata* 48
» *selecta* Taf. **3**, Fig. 12 49, 69
» *sulcata* Taf. **3**, Fig. 11 49, 69
Einzelkorallen im Schönauer Kalk 358
Eisenerz im Dogger 75
» im Rät 75
Eisenerze Helenenthal . . . 76, **81**
Eisschmelzlöcher 484, 489
» im Sander . . 514
Endmoräne, Aufpressungen in . 480
Endmoräne Brodki 508
» Brzoza 505
» Buchberg 509
» Bythin 506
» Chorzalki 495
» Duschnik 508
» Glasberg 514
» Gnesen 489
» Grünheide 500
» Janikowo 500
» Kammthal 506
» Konin-Chodecz . . 102
» Lewitz 512
» Libau . . . 493, 494
» Liebuch 517
» Lissa Taf. **4** u. **5** . 98
» Miescisk 505
» in Mittel-Posen Taf. **24** 478
» in Mittel-Posen, Blockpackungen . . 480
» Mlawa Taf. **4** u. **5** 98, 109
» Moschin 507
» Murowana-Goslin . . 502
» Neu Görzig . . 515, 516
» Neutomischel . . . 511
» Nowojewo 492
» Pinne 509
» Powidsen 484
» Pudewitz 494
» Sady 504
» Steinhorst 510
» Tremessen 487
» Tutschempe . . . 511

Seite

Endmoräne Warthe . . . 497, 500
» Welnau 496
» Witkowo 485
» Wreschen 491
Entalis prisca 65
Erbslochgrauwacke . . . 307, 314
Erdölbohrung Holm 437
Erdölspuren im Oberoligocän . . 445
Eruptionen, vulkanische . . . 463
Estheria Albertii 414
» *minuta* 75, 93
Estherien-Schichten, Hellewalder 74, 92, 93
Euomphalus sp. Schönauer Kalk . 358
Euphemus sp. Taf. **3**, Fig. 29 . 65, 69

F.

Famenne-Stufe 4
Favosites Goldfussi 338
» sp. Knollenschiefer Marburg 381
Fenestella plebeja 40, 68
Flabellina obliqua 443
Flöz Adam 233
» Arthur 233
» Elisabeth 233
» Franziska 232
» Friedrich-August 232
» Heinrichsfreude 209
» Hruzik 232
» Isabella 233
» Jaworzno 209
» Jazek 232
» Johann 232
» Reden 236
» Sacher 232
» Tenczynek 222
Flözleeres Produktives Carbon . 170
» Carbon Westgalizien . 169
Förden Schleswig-Holstein . . . 422
Fördentäler 425
Frasne-Schiefer 38
Frasne-Stufe, Brachiopoden der Taf. **1** u. **2**
Fusus elongatus 440
» *elegantulus* 440

Seite

G.

Gas in Bohrlöchern . . . 179, 469
Gaudryina chilostoma 443
» *siphonella* 443
Gervillia costata 414, 416
» *jenensis* 416
» *Murchisoni* 413
» *mytiloides* 416
» *socialis* 415, 416
Gervillienbänke 413
Gips im Keuper 88
Gipslager im Röt 417
Gipsresiduen im Röt 417
Glandulina laevigata 443
Goniatitenreste im Obercarbon Westgaliziens 188
Goodallia Koeneni 441
Gosseletia sp. Schönauer Kalk . 358
Grenzanhydrit 399

H.

Haplophragmium Humboldti . . 443
Harpes sp. Schönauer Kalk . . 358
Hauericeras pseudo-Gardeni **536**, 540
Hauptkonglomerat 406
Hellewalder Estherien-Schichten 74, 92, 93
Hercyn 306
» Erbsloch 385
» Harz 307, 387
» Kellerwald 386
» Marburg 386
» » , Störungen im . 312
» Silberstollen 385
» Steinhorn 386
» , transgredierend . . . 316
» , Transgressionskonglomerat im 316
Hercynella bohemica rigescens Taf. **23**, Fig. 14, 15 u. 16 . . . 379
Hercyn-Grauwacke Hermershausen 318
» » Hermershausen, Analyse **320**
» » Hermershausen, Fischreste in . . 320

Seite

Hercynisches Unterdevon, Marburg a. L. Taf. 18–23 . . . 305
Herscheider Schiefer 475
Hobräcker Schichten 476
Hohenhöfer » 476
Homalonotus Römeri 335
Homotoma Rappardi 440
Hyolithes catenatus 334
» *columnaris* 379
» *costatulus* 380
» *secans* Taf. 23, Fig. 17a bis d 380
» *ventricosus* 334

I.

Inoceramus polyplocus 78
Insel, neuentstandene, im Oegelsee 528
Interglaziale Störungen auf Rügen 135
Interglazialschichten auf Rügen . 134

J.

Jasmunder Bodden 435
Jovellania Davyi 368
» *Jovellani* 368
» *Kochi* Taf. 22, Fig. 15, 16 . . . . . 367, 383
» *triangulare* 368
Jungdiluviale Störungen auf Rügen 135
Jüngeres Diluvium auf Rügen . 146
Jura in Westgalizien 229

K.

Kalisalze im Röt 418
Kalk mit *Rhynchonella princeps* (Hermersbausen) 341
Kalke vom Scherenstieg . . . 341
» vom Sprakelsbach . . . 388
Kalktuff auf Rügen 144
Kamienitzer Sandstein . . . 91, 93
Karneolbank 408
Karneolknollen im Chirotheriumsandstein 408
Karneolschichten 409
Karneolschnüre im Röt 415
Karpathenflysch 201

Seite

Kayseria lens 29
Kettle-holes 484
Keuper, Oberer vgl. unter »Rät«
» , Gips im 88
» , Oberschlesien . . 73, 88, 93
Kies als Endmoränenbildung . . 480
Knollenschiefer, Marburg . . . 358
Kochia sp. Schönauer Kalk . . 358
Kohlenkalk, Oberschlesien . . . 166
» Westgalizien . . . 206
Kohlensäure vulkanischen Ursprungs 459
Kohlenvorrat des Weichselgebiets 227
Konglomerat, Eck'sches . 401, 406
Konglomerate im Buntsandstein . 401
» im Rät 90
Kugelsandstein 407

L.

Lazisker Schichten 190, 209, 230, 231, 232
Leda Deshayesiana 442
» *glaberrima* 441
» *gracilis* 441
» *pygmaea* 441
» *sphaerica* 442
Leiopteria hirundo Taf. 3, Fig. 13 . . . . . 50, 69
» *laminosa* Taf. 3, Fig. 14 . . . . . 51, 69
» *lunulata* 50
Lenneschiefer, Taunus 474
Lepidophyllum sp. 187
Leptaena caperata 15
» *Dutertii* 11
» *hardrensis* 44
» *latissima* 11
» *perlata* 44
Leptagonia Bouéi . . 309, 331, 341
» *narranyoana* . . . 350
» *rhomboidalis* . . 331, 350
» » var. *applanata* . 350
Lichas ambigua 364, 365
» *branikensis* . . . 363, 364

Seite
Lichas sexlobatus Taf. **22**, Fig. 9 363
Lima descussata 53
» *lineata* 450
Limopsis retifera 441
Lingula mytiloides 185, 189
» sp. 414
» *squamiformis* 222
» *tenuissima* 415
Liorhynchus formosus . . . 32, 37
» *megistanus* . . 7, 32, 37
» *tumidus* . . . 33, 37, 38
Lissauer Breccien . . . 78, 90, 93
Litorinasenkung . . 422, 427, 429
» auf Rügen . . 155
Loxonema polygyra 64
» *rectangulare* Taf. **23**, Fig. 10 . . . 333, 377
» *scalarioidea* Taf. **3**, Fig. 27 . . . . . 64, 69
» sp. Schönauer Kalk . 358
» *sulcatula* Taf. **3**, Fig. 28 . . . . . 64, 69
Lucina praecedens 441
Lüdenscheider Mulde 476

M.

Macrocypris arcuata 442
Macrodus meridionalis Taf. **3**, Fig. 17 . . . . 51, 69
Mariopteris muricata . . . 187, 199
Matagne-Schiefer 3, 5, 6, 38
Meinerzhagener Sandstein . . . 476
Melania scalarioidea 64
Melocrinus hieroglyphicus . . . 4
Merista passer Taf. **22**, Fig. 25 . 372
Mitra Philippii 440
Mittlerer Buntsandstein 405
» » , Bonebed im . . 407
» » , Rogensteinschichten im -en 412
» » , Mansfelder Mulde 413
» » , Spessart 407
» Keuper, Oberschlesien . 88
Seite
Modiola hirudiniformis . . 415, 416
» *triquetra* 416
Modiola-Schichten 418
Modiolopsis antiqua 337
Monotis Albertii 416
Mühlenbergschichten 476
Muldengruppe 188, 191, 200, 203, 205, 212, 213, 220, 223, 226, 230
» , Oberschlesien 181, 185, 193
» , Westgalizien . . 232
Murex Deshayesi 440
» *pereger* 440
Myacites Fassaensis 414
» *subundatus* 416
Myoconcha Thielaui 414
Myophoria fallax 416
» *vulgaris* . . . 414, 416
Myophorienbank im Röt . . . 414
» -Schichten 418
Mytilarca turjensis 374
Mytilomorpha rhombea Taf. **3**, Fig. 15 . . . . . 52, 69
Mytilus patiens Taf. **23**, Fig. 5 . 374
» *protendens* 374
» *vetustus* 414

N.

Nassa Schlotheimi 440
Natica achatensis 441, 442
» *Gaillardoti* 415
Naticopsis minima 379
» sp. Taf. **23**, Fig. 13 . 378
Nautilus tuberculatus 66
Neolithische Artefakte 431
Neuropteris gigantea 187
Newberria-Sandstein 477
Niveauschwankungen, postglaziale, Ostsee 433
Nötscher Schichten 67
Nucleospira lens Taf. **22**, Fig. 24 371
Nucula Chastelii 442
» *confluentina* Taf. **23**, Fig. 3a, b 373
Nummulina germanica 444

Seite

O.

Obercarbon Westgalizien, brackische Fauna im . . 188
» Westgalizien, Goniatitenreste im . . . 188
Oberer Buntsandstein vgl. auch unter »Röt«.
Oberer Buntsandstein 414
» Keuper vgl. unter »Rät«.
Oberoligocän, Erdölspuren im . 445
» Holstein 439
Oberschlesische Randgruppe 182, 187
» Steinkohlenformation, Verbreitung 165
Orthis bistriata 9
» *circularis* . . 319, 329, 330
» *crenistria* 43
» *Dutertii* 11
» *fascicularis* 329
» *Gervillei* Taf. **21**, Fig. 4, 5 329, 341, 349, 355
» *hysterita* 330
» *iowensis* 7
» *Iwanowi* 8
» *lineata* 10
» *productoides* 15
» *resupinata* Taf. **3**, Fig. 2a, 2b 8, 42, 68
» *sericea* 14
» sp. Hercyn Marburg . . 330
» *striatula* 4, 7, 9, 329
» *tectiformis* 329
» *Trigeri* 330

O.

Orthoceras (*Arthrophyllum*) sp. Taf. **22**, Fig. 19 . . 369
» *commutatum* . . . 369
» *Losseni* 368
» *pulchrum* Taf **22**, Fig. 17, 18 . 358, 368
» sp. Untercarbon Gaablau 66
» sp. sp. Hercyn . . 346

Seite

Orthoceras sp. Knollenschiefer Marburg 369
» sp. Schönauer Kalk . 358
Orthonychia acuta Taf. **21**, Fig. 8 352
Orthothetes crenistria Taf. **3**, Fig 3a, 3b 42, 68
» *ingens* 332
» *umbraculum* . . 319, 331
Os Anastasewo 487
» Biedrusko 503
» Buk-Moschin 507
» Chojnica 503
» Elisenhain 490
» Goray-Betsche 515
» Jakubowo 509
» Libau 494
» Otusch 507
» Ruschin 488
» Schlowitz 488
» Seehorst 492
» Sokolowo 488
» Zabno 507
Oser, Entstehung 482
» Mittelposen Taf. **24** . 478, 481
Osgraben 487, 492, 503, 507, 509, 516
Ostrauer Schichten 230
Oszug Schlowitz 487

P.

Palaeoconchen sp. Schönauer Kalk 358
Palmatopteris furcata 187
Parkinsonischichten in Oberschlesien 79
Patrocardium rectangulare Taf. **23**, Fig. 6a, b . 374
» *seminotum* . . . 375
Pecten Bouei 55
» *discites* 416
» *flexuosus* 54
» *Hoffmanni* 441
» *interstitialis* 55
» *Kokcharofi* 55
» *plicatus* 54
» *pumilus* 78
» *segregatus* 55

Seite

Pecten sibericus 58
» *striato-costatus* 441
Peneplain, präoligocäne, Niederhessen 465
Pentamerus brevirostris . . . 33, 37
» *Broecki* 34
» *galeatus* 33
» *Greindli* 34
» *Sieberi* Taf. **21**, Fig. 2 348
» » var. *evanescens* Taf. **21**, Fig. 3a—c . . . 349
Pentremitidea clavata Taf. **22**, Fig. 20a-c 370
» » var. *Schulzei* . . . 383
Perm in Westgalizien 229
Petraja undulata Taf. **21**, Fig. 11, Taf. **23**, Fig. 18a, b . . 355, 381
Phacops Bronni Taf. **22**, Fig. 5 361
» *fecundus* Taf. **20**, Fig. 1a, b 341, 343, 355
» » *major* . . . 321
» *intermedius* Taf. **22**, Fig. 2, 3 360
» sp. Schönauer Kalk . . 358
» *Sternbergi* Taf. **22**, Fig. 1 359
» *Zorgensis* Taf. **22**, Fig. 4a, b 361
Phillipsastraea Verneuili 4
Plattensandstein 414
Platyceras erectum 378
» *Halfari* Taf. **21**, Fig. 7 352
» *hamulus* Taf. **23**, Fig. 11a, b 377
Platycrinus sp. 4
Pleurodictyum Petrii Taf **21**, Fig. 10 . . 337, 345, 355
» *problematicum* . . 337
» *Selcanum* . 337, 338
» sp. 381
» *Zorgense* 338
Pleuromeia Sternbergii 414
Pleuromya Althausi 416
Pleurotoma coronata 440
» *Duchastelii* 440

Seite

Pleurotoma laticlavia 440
» *obeliscus* 440
» *regularis* 440
» *turbida* 442
Pleurotomaria latevittata Taf. **23**, Fig. 9 376
» sp. Schönauer Kalk 358
Posidonia Becheri 67, 200
Postglaziale Niveauschwankungen Ostsee 433
Präoligocäne Landoberfläche Thüringen 465
» Peneplain Niederhessen 465
Productella Larminati . . . 14, 36
» *sericea* . . . 14, 36, 38
» *subaculeata* . . . 12, 36
Produktives Carbon, flözleeres . 170
» » , Vertaubung 229
Produktive Steinkohlenformation, Westgalizien 161
Productus Buchianus 48
» *caperatus* 15
» *fimbriatus* Taf. **3**, Fig. 9a, b 47, 69
» *Dutertii* 14
» *giganteus* Taf **3**, Fig. 6a, b 45, 68
» *Murchisonianus* . . . 15
» *productoides* 15
» *semireticulatus* Taf. **3**, Fig. 8a, b . . . 46, 69
» *sericeus* 14
» *striatus* Taf. **3**, Fig. 7 . 46
» *subaculeatus* . . 2, 4, 12
Proetus complanatus 322
» *eremita* 322, 341
» *lepidus* Taf. **22**, Fig. 10, 11 365
» *Marburgensis* Taf. **20**, Fig. 4a, b 346
» *planicauda* 346
» sp. Taf. **22**, Fig. 12 . . 366
» sp. Schönauer Kalk . . 358
Prolepidotus Gallinecki 75
Prosocoelus Beushauseni . . . 477
Pseudomorphosensandstein . 406, 407

Seite

Pterinea sp. Taf. **21**, Fig. 9 . . 353
» *striato-costata* . . 353, 355
Pulvinolina Partschiana 443
Puzosia-Arten, Loben der . **533**, **544**
Puzosia aliena 547, 551
» *Angladei* **544**, 551
» *Austeni* 544, 549
» *Bhima* 547, 551
» *Biassalensis* 541
» *Chirichensis* . . . 544, 551
» *compressa* . 545, **546**, 551
» *Corbarica* 551
» *crebrisulcata* . . . 545, 551
» *curvatisulcata* . . 546, 551
» *Darwini* . . . 540, 547, 551
» *Denisoniana* Taf. **26** 533, **536**, 542, 543, 547, 551
» *diphylloides* . . . 547, 551
» *Emerici* 547, 551
» » Lobenlinie . . **548**
» *Gaudama* . . **545**, 549, 551
» *Getulina* 544, 551
» *Griffithii* 547, 551
» *Haugi* 551
» *Hernensis* 549, 551
» *Ibrahim* 544, 551
» *indopacifica* . . . 545, 551
» *insculpta* 545. 551
» *Ishikawai* 546, 551
» *jubarense* 546, 551
» *latidorsata* . . . 547, 551
» » Lobenlinie . **549**
» *leonis* 544, 551
» *ligata* 551
» *Marchandi* 552
» *Mayoriana* . . . 547, 551
» » , Lobenlinie . **548**
» *Melchioris* . . . **547**, 551
» *militis* 547, 551
» *montis albi* 549
» *Mülleri* 552
» *octosulcata* 552
» *planulata* **545**, 551
» *Paronae* 547, 551
» » , Lobenlinie . . **548**
» *Raufi* Taf. **25** 533, 537, **539**, 551

Seite

Puzosia Snamensia **536**
» sp. indet. aff. *planulata* . 550
» *thos*, Lobenlinie . . . **546**

Q.

Quarz, bunter im Unteroligocän . 443
Querverwerfungen, diluviale, auf Rügen 149
Quinqueloculina auberiana . . . 443
» *Ludwigi* . . . 443
» *seminulum* . . . 443

R.

Radialmoränen 482
Randgruppe des oberschlesischen Steinkohlengebirges 182, 187, 189, 191, 198, 200, 203, 204, 223, 226
» in Westgalizien . . 235
Raphitoma Holzapfeli 440
Rät, Konglomerat im 90
» , Oberschlesien . . . 74, **86**, 93
» , » , Mächtigkeit . 95
» , Sinterkalk im 94
Receptaculites Neptuni 3, 4
Regina dividens Taf. **23**, Fig. 1, 2 372
» *emergens* 372
Remscheid-Altenaer Sattel . . . 476
Remscheider Konglomerat . . . 475
» Schichten 475
Rhipidomella eifeliensis 9
» *elegans* 10
» sp. 9, 36, 38
Rhizocorallium jenense 416
Rhynchonella armoricana Taf. **20**, Fig. 5a—d . . . 347
» *bifida* . . . 319, 324
» *cuboides* 2, 4, 31, 32, 37
» » *venustula* . 37
» *Daleidensis* . . . 324
» *elongata* 4
» *pila* 319, 324
» *pleurodon* Taf. 3, Fig. 4a, 4b . . 43, 68
» *princeps* 316, 323, 341, 347, 355

	Seite
Rhynchonella procuboides . . .	32
» *pugnus*	3, 5
» *venustula*	32
Rinnenseen	427
Robulina radiata	443
» *simplex*	443
» *tangentialis*	443
Rogenstein	402
Rogensteinschichten im Mittleren Buntsandstein	412
Röt vgl. auch unter »Oberer Buntsandstein«	
»	414
», Gipslager im	417
», Residuen im	417
», Kalisalze im	418
», Knollengips im	417
», Steinsalzpseudomorphosen im	416
», Zellendolomite im . . .	417
», Ostthüringen	416
Rötsalz, Leinetal 417,	418
Roter Salzton, Leinetal	399
Rotliegendes in Oberschlesien .	170
» in Westgalizien . .	206
Rudaer Schichten . . 178, 184,	200
Ryczower Horizont . . 204, 231,	334

S.

Sacher Flöz	232
Salzton, Roter, Leinetal . . .	399
Sand als Endmoränenbildung .	480
Sander, Eisschmelzlöcher im . .	514
», Grünheide	501
», Morasko	498
», Murowana-Goslin . . .	502
», Neutomischel	510
», Schwarzenau	496
Sanguinolaria sulcata	49
Sanguinolites fabalis Taf. **3**, Fig. 16	51
» *hirundo*	69
» *rhombeus*	52
» *sulcatus*	49
» *tricostatus*	53
Sapropelitinsel im Oegelsee . .	519
Sattelflöze	200
Sattelgruppe . . . 188, 189,	204
» in Westgalizien . .	236
Schiffelborner Schichten . . .	311
Schizophoria bistriata . . . 9,	36
» *Iwanovi* Taf. **2**, Fig. 1 2,	8, 36
» *resupinata*	36
Schlotbreccie, basaltische . 451,	452 457, 466
Schönauer Kalk 357,	384
» », Fauna	358
Schwersenzer Urstromtal . . .	495
Seen im Hinterland der Endmoräne	480
Sigillaria mammilaris	187
» sp.	187
Sinterkalk im Rät	94
Skenidum areola	10
» *Dashayesii*	10
» *Levisii*	10
» sp. Taf. **2**, Fig. 5 .	10, 36
Spalten, vulkanische	463
Sphenophyllum cuneifolium .	185, 187, 199
» *tenerrimum*	185, 189, 226
Sphenopteris Hoenninghausii . .	187
Spirialis carinata	442
Spirifer Anossoffi	17
» *Archiaci*	2, 6, 18, 22, 37, 38
» *bifidus*	24, 37, 38
» *Bischofi* Taf. **20**, Fig. 6 .	319, 327, 341, 348
» *bisinus* . . .	2, 6, 18, 37, 38
» *carinatus*	319, 327
» *conoideus*	21
» *crispus*	41
» *curvatus*	26
» *Daleidensis*	327
» *Decheni* .	307, 325, 340, 355
» *deflexus*	24, 37, 38
» *disjunctus*	4, 16
» *euryglossus*	3, 25
» *excavatus*	327
» *fragilis*	452
» *giganteus*	16

Seite

Spirifer glaber 26
» *Hauerianus* 41
» *Hercyniae* 309, 318, 319, 325
» *Hungerfordi* 17
» *hystericus* 307, 319, 326, 340, 355
» *Lonsdalei* 20
» *Maleisi* 2, 18, 37
» *Maureri* 26
» *Nerei* 326, 341
» *nudus* 4, 25
» *obtusus* 21
» *orbelianus* 6, 23
» *pachyrhynchus* . . 7, 25, 37
» *primaevus* 335
» *productoides* 15
» *scutiformis* 318
» *secans* . . 325, 341, 348, 355
» *Seminoi* Taf. **1**, Fig. 3 2, 5, 15, 36, 38
» *simplex* 24, 37
» *striatosulcatus* 24
» *superstes* Taf. **22**, Fig. 21a, b 370
» *tenticulum* 21
» *togatus* Taf. **21**, Fig. 1 309, 324, 341, 348, 355
» *Trigeri* 318
» *unguiculus* 371
» *Urii* Taf. **22**, Fig. 22a, b 371
» *Verneuili* . 2, 5, 6, 15, 20, 37
» » *conoideus* . . 37
» » *tenticulum* . . 21
Spiriferina octoplicata Taf. **3**, Fig. 1a, b 41, 68
Spirigera concentrica 4
Spiroplecta carinata 443
Staubeckenbildungen, altdiluviale 101
Staufer Konglomerat 401
Stauseen, erloschene 481
Steinhorner Schichten 311
Steinkohlenflöze in Westgalizien 180, 183, 186, 190, 193, 194, 196, 198, 204, 207, 208, 211, 213, 215, 216, 220, 222, 224
Steinkohlenformation des oberschlesischen Steinkohlenbezirks Taf. **17** . . . 159
Steinkohlenformation südlich der Weichsel 177, 206
» in Westgalizien . . 161
Steinkohlengebirge, flözleere Partie im . . . 231
» , Oberschlesien, Randgruppe vgl. unter »Randgruppe«
Steinkohlenmulde, westgalizische 208
Steinpflaster mit Windschliffen . 100
Steinsalzpseudomorphosen im Röt 416
Stigmaria ficoides 189
Störungen vgl. auch unter »Verwerfungen, Überschiebungen«
Störungen im Hercyn Marburg . 312
» (diluviale) auf Rügen 135, **148**
» (tektonische) auf Rügen 151
Störungs-Phasen im Diluvium auf Rügen **153**
Streptorhynchus crenistria . . . 42
» sp. Schönauer Kalk 358
Stringocephalus brevirostris . . . 33
Stromatoporenkalk 38
Strophalosia productoides 2, 15, 36, 38
Stropheodonta Dutertii 5
» *explanata* . . . 331
» *latissima* . . . 11, 36
» *Verneuili* 331
Strophomena armata 351
» *clausa* 351
» *consobrina* Taf. **21**, Fig. 6 351
» *emarginata* Taf. **22**, Fig. 23 . . . 350, 371
» *latissima* 11
» *lepis* 351
» *rhomboidalis* . . . 319
» » var. *Zinkeni* 350
» *Verneuili* 319

Seite

Strophonella retrorsa . . 2, 4, 12, 36
Strophostylus expansus var. *orthostoma* 378
Subglaziale Talbildung 424
submariner Torf, Flensburger Förde 429

T.

Talbildung, subglaziale 424
Tapes-Senkung 433
Tektonische Störungen auf Rügen 151
Temnocheilus tuberculatus Taf. 3, Fig. 31 . . . . . 66, 69
Tentaculitenknollenkalk, Damm-Mühle 386
Tentaculites acuarius 380
» *grandis* . . . 335, 340
» *longulus* 380
» *scalaris* 335
» *Schlotheimi* 335
Terebratula concentrica 28
» *cuboides* 31
» *elongata* 35
» *formosa* 32
» *megistanus* 32
Terebratulites elongatus 34
Terebratuloides pleurodon . . 44
Tigersandstein 403, 409
Toneisenstein im Carbon Westgaliziens 187, 199
Torf, submariner, Flensburger Förde 429
Transgredierendes Hercyn . . . 316
Transgressionskonglomerat im Hercyn 316
Trematosaurus im Mittleren Buntsandstein 413
Triloculina circularis 443
Trimerocephalus micromma Taf. 22, Fig. 6, 7 . 362, 383
» sp. Taf. 22, Fig. 8 362
Turbonilla subulata 441

U.

Überschiebungen im Diluvium auf Rügen 139, 147, 151

Seite

Untercarbonfauna, Gaablau Taf. 3 . . . . . 40, 66
Unterdevon, hercynisches, Marburg a. L. Taf. 18–23 . . . 305
Unterdevon Taunus 474
Unterer Bundsandstein, Mächtigkeit . . 403
» » , Hessen 398, 403
» » , Mansfelder Mulde 401
» » , Süddeutschland . . 400
» » , Südhannover . 401
» » , Thüringen 398, 401
Untermiocän, Holstein 439
Unteroligocän, bunter Quarz im 443
Urfer Grauwacke 312
Urstromtal Schwersenzer . . . 495

V.

Venericardia tuberculata 441
Verneuili-Schiefer 4
Verseschichten 474
Vertaubung des Produktiven Carbons 229, 238
Verwerfungen vgl. auch unter »Störungen«.
Verwerfungen, diluviale, auf Rügen 147
Visé-Stufe 67
Voltziensandstein 414
Vulkanische Breccie bei Barchfeld 452
» » » Marienthal . . 449
» » » Oberzella 453
» » » Unterbreizbach 455, 456
Vulkanische Erscheinungen im Werratal 449
» Eruptionen . . . 463
» Schlotbreccie . . . 457
» Spalten 463

Seite

W.

Westgalizische Steinkohlenmulde 208
Wiebelsaatschichten 475
Wilmsdorfer Schichten . . . 74, 92
» Sphärosiderite . . 75
Windschliffe unter Löß . . 100, 101
Wissenbacher Schiefer 384
Woischniker Kalk . . . 90, 93, 94

Seite

Z.

Zellendolomite im Röt 417
Zone des Monstres 6
» » Stephanoceras Humphriesianum in Oberschlesien . 79
Zwischenschichten des Röts . . 409

Orts-Register.

Die Meßtischblätter sind gesperrt gedruckt. — Die Zahlen der Seiten, welche Abbildungen, Profile usw. enthalten, und die Tafelnummern sind ***fett*** *gedruckt.*

Seite

A.

Aachen 19, 20
Altena 474
Anschlag 476
Arndtshain 493
Arnstadt 417
Augustenburger Förde 429

B.

Baranowo 494, 504
Barchfeld 452
Beeskow 523, 524
Beichte bei Hermershausen . 313, 316, 363
Bentschen 514
Betsche 516, 517
Bialystock 111
Birnbaum 481
Bitterfeld i. P. 495
Blandow 150
Bleicherode 410
Bodzanowitz 75
Borbiskupi 166
Boussu en Fagne 19, 20
Brdow 106
Brzescze 178
Bubenhausen 415
Bubiak 106
Büdesheim 32
Budislawer See 487

Seite

C.

Chelmno 509
Chodecz 107, 109
Chorzen 103
Chrzanow 172
Chwalkowo 494
Crampas 134, 150
Czerna 166

D.

Dilschhausen 312
Dolmar 465
Dombrowka 505, 507, 508
Dormowo 511, 514
Drachowo 485, 486
Drossen i. d. Neumark 516
Duschnik 505, 506
Dwasieden 134

E.

Eisenach 460, 462
Ellguth 77, 94
Elnhausen 315
Eupen 3

F.

Fabiankowo 505
Feldberg 477
Feudingen 440
Filipowice 218

Seite

Flensburger Förde 428
Friedrichstein 486

G.

Geisa 466
Givet 7, 19, 20
Glodowo 103
Glowe 150
Gnesen 490, 493
Gollmütz 516
Golonog 227
Golun 494
Gombin 108
Gonsiorowo 492
Gosciszka 110
Goslawice 103, 104
Gostynin 108
Grajewo 111
Gressenich 20
Grojec 182, 188
Gr. Chelm 206
Gr. Gay 505, 506
Gr. Lummersbach 314, 342
Groß-Stubbenkammer 145
Grube Breiniger Berg 3, 4, 8, 11, 14, 17, 19, 20, 22, 24, 26, 29, 33, 34
Grünhof 495
Gurtschin 498, 505
Gwiazdowo 497

H.

Hagen i. W. 67, 151
Hahn 2, 12, 14, 24
Hahnberg 465
Halver 476
Helenenthal 77, 92
Hellewald 75
Hermershausen . . . 309, 311, 314
Herscheid 474
Holm 437
Horsensfjord 429

I.

Iberg 14
Imielno 494
Izabelin 104

Seite

J.

Jabkowo 501
Jasmund auf Rügen . . . 114, 150
Jawiszowice 177
Jaworzno 218
Jedlin 189
Jelonek 101
Johannesgarten 494, 496

K.

Kähme 511, 512. 514
Kalisch 101
Kamienitz 80
Kaniow 177
Karlshafen 411
Kazimierz 103
Kicin 480, 498
Kieler Förde 430
Klaczyna 495
Kl. Münche 512
Klondau 486
Koldingfjord 429
Kolo 105
Komornik 508
Königshof 508
Konin 102
Kopojno 103
Kopytowka 176, 204
Kornater See 487
Kostschin 492
Kostczelitz 78
Kreuzburg 75
Krysanowitz 76
Krzesowice 166, 171
Kubowo 510, 511
Kuczbork 111
Kwakzala 206
Kwiltsch 510, 511, 512

L.

Landeshut 40
Landsberg i. Oberschl. . . . 78, 93
Lenczyce 499
Leun 384
Lewitz 512, 514
Libau 494

Seite

Libiaz 206
Lichen 104
Liebsdorf 75
Liebuch 517
Limfjord 433
Lipiny 106
Lodz 100
Lohme 150
Lomia 111
Lübeck 429
Lublinitz 75
Lubschau 78
Lubstow 105
Lucynowo 106
Lüdenscheid 476
Ludwigshöhe 495
Ludwigshorst 491
Lugi 484

M.

Makowskie 489
Malenin 486
Marienberg 508
Marienthal 449
Meinerzhagen 474, 475
Miaty 489
Michalowo 504
Mieslusz 103
Minsk 112
Mionczynek 501
Mnikow 168
Monkolno 105
Morasko 481, 498, 500
Moschin . . . 498, 499, 507, 508
Mucran 151
Mühlheim i. P. 488
Mühlort (Mlynkowo) 508
Murowana-Goslin 480, 495, 499, 500

N.

Narawowice 498
Neidenburg 111
Nekla 491, 492
Neuberun 190
Neudorf 75

Seite

Neustadt 481, 508, 510
Neutomischel 511
Niechanowo 485, 486
Nieporaz 212
Nieslucz 104
Nieven 75
Northeim 417

O.

Oberreifenberg 477
Oberzella 453
Oegeln 523
Oegelsee 519, 524
Ohle 476
Olszak 495
Opalenitza 507
Opatowko 491
Opherdike 538
Orchowo 487
Ottorowo 506, 509
Owinsk 502, 503
Ozorzyn 106

P.

Pappelberg 484
Paulsdorf 75
Pawlowo 501
Pinne 480, 481
Pinne 509, 510
Piontkowo 498
Pitschen 75, 93
Podarzewa 497
Podlesie 166
Podrzewie 509
Pogorzyce 172, 214
Polajewo 104
Ponnoschau 75
Posen 481, 498, 500, 504
Powids 484, 487, 489
Prittisch 515
Priwall 431
Promoisel 151
Przedecz 107
Pudewitz . . . 481, 492, 494, 495

Seite

R.

Raciencice 104, 105
Radlowo 484
Rakownia 502
Röllinghausen 413
Rotwaltersdorf 49
Rozbitek 512
Rudunek 484
Russisch-Polen 98, 100
Rychwal 102
Ryczow 237

S.

Sachsenfelde 499
Sady 504
Salzungen 449, 462
Samborek 176, 206
Sanka 225
Sarnowo 110
Saßnitz 118, 150
Scharzig 516
Scherenstieg 357
Schidowo 485, 491, 493
Schlowitz 488
Schmidthof 8, 12, 14, 31
Schneckenberg bei Harzgerode . 357
Schneverdingen 441
Schocken 501, 502
Schwarzenau 492, 496
Schwersenz 480, 495, 498, 499, 500
Sczcytnik 490
Senkowo 509
Siersza 218, 239
Skawina 167
Skokom 103
Skorsentschiner See 484
Skrwilno 110
Skrzydlewo 514
Smolniki 105
Solce 190
Solling 417
Sonneberg 410
Starolenka 499
Stawiszyn 102
Stefanow 104
Steinhorn bei Schönau . . 341, 357

Seite

Stenschewo 507, 508
Sternalitz 75
Stolberg 3
Stubbenhörn 150
Suchau 175
Suchylas 500, 504
Sudheim 418
Suschewo 487
Swentekahs 150
Swinemünde 468

T.

Tarnowo 513
Tecklenburg 491
Tenczynek 166, 221
Teresin 100
Tirschtigel 511, 514
Travemünde 431
Tremessen . . . 480, 489, 490
Trojanowo 502
Trzebinia Siersza 206, 219
Tschemsal 488

U.

Ulsterberg bei Sünna 456
Unterbreizbach 455

V.

Vacha 453, 455, 462
Venwegen 26
Vicht 3, 11, 17, 19, 20
Vitzeroda 455
Volpriehausen 413

W.

Walheim 2, 8, 10, 14, 17, 19, 20, 24, 26, 28, 30, 34
Warschau 100
Wehnau 3, 11, 17, 20
Wehrshausen 313
Weißenburg 494
Welnau 496, 501
Wieks 435
Wienskowitz 75
Wilmsdorf 75
Wipperfürth 475, 476

	Seite
Witkowo	480, 490
Wittenfelde	151
Witzelrode	453
Wlochy	100
Wlozlawek	109
Woischnik	76, 78, 95
Wola Podleuzna	104
Wola Stara	110
Wolaskorzencin	490
Wonsowo	511
Worbis	410
Wreschen	491, 496
Wrony	516

Z.

	Seite
Zabrezeg	191
Zalas	166
Zberkowo	494, 496
Zella	455
Zembowo	510, 512
Zgierzynka	510
Zinnowoda	75
Zlotkowo	503
Zrodla	210
Zuromin	110

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
III 15008

Druckfehler und Berichtigungen.

Jahrbuch 1912, Teil I, Heft 1.

S. 28, Z. 12 von oben lies: *Terebratula concentrica* statt *concentria*.
» 63, » 12 » » » hintere statt hitere.
» 143, » 14 » » » aus statt ans.

Jahrbuch 1912, Teil I, Heft 2.

S. 206, Z. 2 von unten (Anmerkung) lies: [2]) statt [1]).
» 229, » 5 » » (») » Schichten statt Sebichten.
» 234, Seiten-Überschrift, lies: 234 statt 334.
» 234, Z. 5 von unten lies: Mächtigkeit statt Mächtigkein.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

BIBLIOTEKA
KATEDRY NAUK O ZIEMI
Politechniki Gdańskiej