

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

B. Monatsberichte.

Nr. 8-12.

1918.

Protokoll der Sitzung vom 6. November 1918.

Vorsitzender: Herr POMPECKJ.

Der Vorsitzende begrüßt die Versammlung zu Beginn des achten, in ernster Zeit beginnenden Dezenniums der Geschäftstätigkeit und legt die eingegangenen Bücher und Karten vor.

Als neues Mitglied wünscht der Gesellschaft beizutreten
Fräulein Dr. phil. ERNA HEYDWEILLER, Charlotten-
burg, Berliner Straße 37/38,

vorgeschlagen durch die Herren BODE, GRUBENMANN
und ALBERT HEIM.

Herr KRUSCH spricht sodann über

Die Ausdehnung und Tektonik der nordwestdeutschen Steinkohlengebiete.

(Mit 1 Textfigur und 1 Texttafel.)

Den Hauptanteil an der deutschen Steinkohlenförderung, die 1913 rd. 190 000 000 t betrug, haben die nordwestdeutschen Steinkohlengebiete mit 118 000 000 t. Hier sind die größten deutschen Steinkohlenvorräte abgelagert worden; die Berechnung, welche gelegentlich des Internationalen Geologenkongresses in Toronto im Jahre 1913 angestellt wurde, ergab¹⁾ im ganzen für Deutschland 410 000 000 000 t, von denen 234 Milliarden auf die nordwestdeutschen Gebiete entfallen.

Da infolge der Steinkohlenmutungssperre der stürmische Fortschritt der Tiefbohraufschlüsse in nördlicher Richtung im niederrheinisch-westfälischen Steinkohlenbecken auf-

¹⁾ The Coal Resources of the World. Toronto 1913.

gehört hat und der Bergbau nur langsam nach Norden vorrückt, ist es an der Zeit, die Aufschlüsse zu einem Gesamtbilde über Ausdehnung und Tektonik der nordwestdeutschen Steinkohlenegebiete zusammenzufassen.

Durch den Rhein werden sie in das rechtsrheinische, vorzugsweise in den Bereich des Kreidebeckens von Münster fallende, und das linksrheinische geteilt.

1. Rechtsrheinisches Gebiet.

Allgemeine geologische Skizze. Wie aus der beigegebenen Übersichtskarte hervorgeht, kommt das flözführende Oberkarbon südlich der dort angegebenen Kreidegrenze, die über Steele, Werne und Hörde verläuft, nur in einem schmalen, rd. 50 km langen, in westöstlicher Richtung gestrecktem Dreieck an die Tagesoberfläche, dessen durch Spezialfaltung vielfach ausgebuchtete, höchstens 18 km breite, seit langem bekannte Basis im Westen liegt. In ihrem Verlauf entsprechen die nach Westen vorspringenden Bögen den Mulden, während die nach Osten gerichteten durch die sie trennenden, aus älteren Gesteinen bestehenden Sättel bedingt werden.

Die Oberfläche des Steinkohlenegebirges bildet hier im allgemeinen eine nach Norden schwach geneigte Ebene. Es ist zu den nordöstlich streichenden bekannten Sätteln und Mulden gefaltet (siehe die Texttafel), die, je weiter nach Norden, um so tiefer einsinken, so daß die nördlicheren jüngere Schichten als die südlicheren enthalten.

Während im Osten des rechtsrheinischen Gebiets die Obere Kreide unmittelbar auf dem Karbon liegt und nur von einer dünnen diluvialen Decke überlagert wird, schieben sich auf den Rhein zu zwischen Kreide und Karbon zunächst Zechstein und Buntsandstein in annähernd gleicher Verbreitung ein. Die südliche Grenze beider (siehe die punktierte Fläche der Karte) wird in bekannter Weise durch die nordwestlich streichenden, das Steinkohlenegebirge durchsetzenden Verwerfungen bedingt, derart, daß sich Zechstein und Buntsandstein in den Gräben nach Südosten verschieben, während sie auf den dazwischen liegenden Horsten nach Norden zurückspringen.²⁾

²⁾ КУКУК, Die tektonischen Verhältnisse der niederrheinisch-westfälischen Steinkohlenablagerung auf Grund der neuen Aufschlüsse. Glückauf 1910, S. 1314. — KRUSCH, Beitrag zur Geologie des Beckens von Münster usw. Z. d. D. Geol. Ges. 1909, S. 260 und 270.

In dem Rheintalgraben, welcher durch eine Häufung der Verwerfungen ausgezeichnet ist, finden wir, namentlich in den tektonischen Spezialgräben, rechtsrheinisch weiterhin Jura, Untere Kreide usw., auf deren Verbreitung ich später zurückkomme.

Da die Deckgebirgsschichten diskordant auf dem Steinkohlengebirge liegen, ist der westliche Rand des Kreidebeckens von Münster natürlich ohne Einfluß auf die Verbreitung des produktiven Karbons. Er verläuft über Ahaus—Stadtlohn usw.; nach Westen folgt die Untere, durch reichliche Spezialfaltung ausgezeichnete.

Besonders bemerkenswert ist die Mächtigkeit und Verbreitung des Tertiärs, dessen Ostgrenze ungefähr über Duisburg verläuft, weiter nördlich zwischen Vreden und Stadtlohn hindurchstreicht, um noch weiter nördlich auf deutschem Gebiet in der Nähe der holländischen Grenze zu bleiben (siehe Texttafel).

Von den jüngsten Deckgebirgsschichten des rechtsrheinischen Gebiets möchte ich im Osten besonders auf die weite Verbreitung des Lösses und eingeebnetter junger Sande hinweisen. Für den Westen ist dagegen die weite Verbreitung der Hauptterrasse des Rheins bezeichnend, deren dünne Schotterdecke noch bei Dorsten festzustellen ist, ohne daß sich auch nur Spuren eines Uferrandes bemerkbar machen.

Die Grenzen des rechtsrheinischen Steinkohlengebietes.

Die Südgrenze des produktiven Steinkohlengebirges wird von der tiefsten Werksandsteinbank gebildet, welche noch unter dem früher als Grenze angenommenen liegendsten Flöz auftritt³⁾. Da auf den früher veröffentlichten Übersichtskarten in größerem Maßstab die Grenze des liegendsten Flözes nie scharf durchgeführt werden konnte — meist wurde in dem zu Tage anstehenden Dreieck nur das „durch den Bergbau aufgeschlossene“ prod. Karbongebiet angegeben — weichen die auf der geologischen Spezialaufnahme beruhenden neueren Karten — also auch die beigegebenen — in dieser Beziehung im Süden und Westen ganz wesentlich von den früheren ab.

³⁾ Siehe die entsprechenden Erläuterungen zu der von der Preuß. Geol. Landesanstalt herausgegebenen Spezialkarte 1:25 000, Blatt Hörde, Witten, Hagen, Menden.

Die südliche produktive Karbongrenze verläuft im Westen unseres Gebietes demnach nördlich vom Ennepe-Tal bei Hagen derart, daß das Flözleere — die tiefste Stufe des Oberkarbons — noch diesseits des Tals, wenigstens in den hangenden Schichten zur Entwicklung kommt. Die außerordentlich wichtige, nordöstlich streichende Ennepe-Tal-Verwerfung⁴⁾ bewirkt also das Ausfallen einer erheblichen Schichtenmächtigkeit, da südlich von ihr in der Hauptsache Devon ansteht.

Die Südgrenze des flözführenden Oberkarbons — das Flözleere ist, wenn man von einigen ganz verschwindenden Kohlenresten absieht, flözfrei — verläuft im Westen und in der Mitte des zu Tage anstehenden Dreiecks ziemlich gradlinig, wenn man kleine selbstverständlich vorhandene Spezialmulden und von Verwerfungen begrenzte, nach Süden vorgeschobene Keile nicht berücksichtigt, von denen ich einzelne Beispiele in dieser Zeitschrift bereits früher veröffentlichte⁵⁾.

Von einschneidender Bedeutung werden dagegen für die Südgrenze der Horst von Schwerte-Dellwig und der Königsborner Graben.

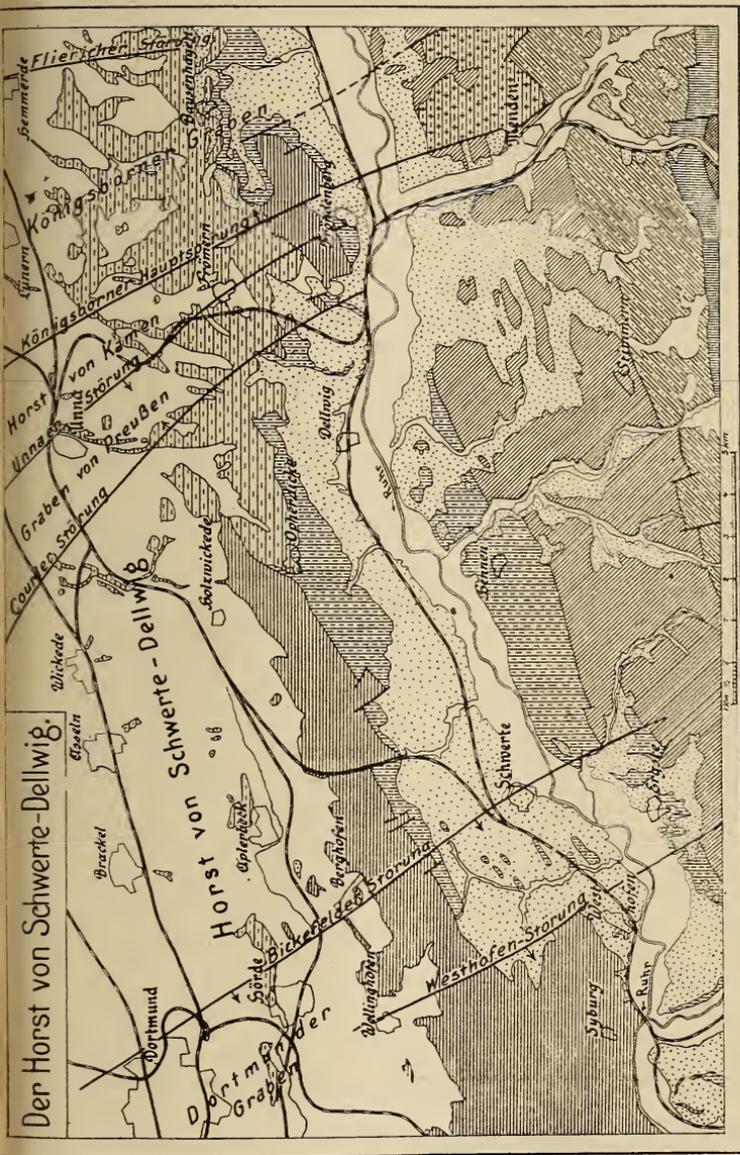
Der erstere (Fig. 1) ist auf der von mir zusammengestellten geologischen Karte des Südrandes des Beckens von Münster zwischen Menden und Witten⁶⁾ dargestellt. Er zeigt das plötzliche Zurückspringen des Steinkohlengebirges bei Westhofen nach Norden um rund 3 km und sein gestaffeltes und dadurch allmählicheres Wiedervorrücken 15½ km weiter östlich bei Ardey. Wie ich in der angeführten Arbeit zeige, bedingt das damit zusammenhängende nördliche Verschieben des Flözleeren bzw. die milde petrographische Beschaffenheit seiner obersten Stufe die ganz auffallend weite Ausbreitung der Terrassen auf der Nordseite der Ruhr in dem Gebiet zwischen Schwerte und Dellwig.

Vergleicht man die auf der vorzüglichen KUKCKSchen Übersichtskarte des westfälischen Steinkohlengebiets dargestellten, durch den Bergbau erschlossenen Horste und Gräben mit diesem, durch geologische Spezialaufnahme

⁴⁾ Siehe Erläuterung. Blatt Hagen, Seite 19 und 33.

⁵⁾ Über neue Aufschlüsse im rheinisch-westfälischen Steinkohlenbecken. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 1906, S. 27.

⁶⁾ Jahrbuch der Preuß. Geol. Landesanstalt 1908, Teil II, Heft 1.



- Jura
- Unt. Eoherceus
- Mitt. Eoherceus
- Ober. Eoherceus
- Permian
- Devonian
- Carboniferous
- Untere Karbon
- Mittlere Karbon
- Obere Karbon
- Untere Permian
- Mittlere Permian
- Obere Permian
- Untere Permian
- Mittlere Permian
- Obere Permian
- Untere Permian
- Mittlere Permian
- Obere Permian

Fig. 1.

der Oberfläche gewonnenen Ergebnis des Horstes von Schwerte-Dellwig, so ergibt sich, daß sich die östliche Begrenzung des breiten Horstes mit der nach Osten einfallenden Störung von Kurl deckt (Fig. 1). Auf der KUKUKSchen Karte wird die westliche Begrenzung des Horstes, dem man bisher keinen Namen gegeben hat, von der Bickfelder Störung gebildet (Quintus-Sprung). Die durch diese Störungen bedingten Seitenverschiebungen nehmen nach Süden ab.

Die KUKUKSche Karte zeigt, daß beispielsweise das Hauptflöz der Magerkohlenpartie in der Nähe der südlichen Grenze des Steinkohlengebirges überhaupt nicht mehr an der Verwerfung verschoben ist. Das ist auch der Grund, weshalb auf der geologischen Spezialkarte des Südrandes des Beckens von Münster die Störung nördlich der Ruhr in dem Gebiet südlich des Hauptflözes nur wenig an der Oberfläche zum Ausdruck kommt. Hier ist zwar eine Reihe von Verwerfungen festgestellt, indessen ist die Seitenverschiebung eine so geringe (Fig. 1), daß niemand in einer von ihnen in der Nähe der Ruhr die weiter im Norden stark verwerfende Bickfelder Störung vermuten würde. Zieht man dagegen die Aufschlüsse südlich der Ruhr mit in Betracht, so zeigt sich gegenüber Schwerte das auffallende Vorspringen der mittleren Abteilung des Flözleeren in der Nähe der Else-Brücke; es wird nach meiner Auffassung von der Fortsetzung der Bickfelder Störung bedingt.

Wesentlich deutlicher ist die nächst westlichere Verwerfung bei der Zeche Crone an der Oberfläche durch Seitenverschiebung der Schichten ausgebildet. Unter Tage scheint zwar auch hier ihre seitlich verschiebende Intensität nach Süden etwas abzunehmen, sie ist aber im Hauptflöz noch deutlich vorhanden. An der Oberfläche läßt sich die Störung, welche auf der KUKUKSchen Karte nicht benannt ist und die ich als Westhofener bezeichnen will, sehr gut an dem Vorspringen des Steinkohlengebirges nach Süden bei Westhofen zu erkennen. Weiter im Norden liegt sie bereits in dem Dortmunder Graben westlich der Bickfelder Störung; im Süden muß sie als westlichere Staffel der eben genannten unwirksamer gewordenen Störung aufgefaßt werden.

Im Osten folgt auf diesen Horst der Graben von Preußen. Er wird im Westen von der östlich einfallenden Störung von Kurl, im Osten von der entgegengesetzt gerichteten Unnaer Verwerfung begrenzt. In diesem Graben

liegt der westliche Teil des weit nach Süden vorgeschobenen produktiven Karbons von Fröndenberg.

Bei der Oberflächenkartierung ergab sich weiter im Osten ein ungefähr 1 km breiter, etwas nach Norden verrückter Streifen. Er gehört dem Horst von Kamen an, der im Industrievier durch unterirdische Aufschlüsse einwandfrei erwiesen und seit langem bekannt ist.

Von einschneidender Bedeutung für die Form der Südgrenze ist der im Osten folgende Königsborner Graben. Er bewirkt das Vorspringen des östlichen Teils des Fröndenberger Steinkohlengebirges nach Süden in einer Breite von fast 2 km. Die geologische Spezialaufnahme zeigt, daß dieser Teil im Westen von einer einfachen Verwerfung begrenzt wird, die ich mit dem im Industriegebiet aufgeschlossenen Königsborner Hauptsprung indentifiziere. Am Ostrande treten dagegen mehrere Verwerfungen auf, und im allgemeinen erweist sich der ganze Graben gleichsam als zerhackt.

Wie ich bereits in der Arbeit im Preußischen L. A. Jahrbuch 1908 und in der Erläuterung zu Blatt Menden⁷⁾ betonte, wird auch das — von mir als oberrotliegend aufaufgefaßte — Mendener Konglomerat im Osten und Westen von zwei Verwerfungen begrenzt, von denen die westliche aller Wahrscheinlichkeit nach den Königsborner Hauptsprung darstellt, während die östliche identisch mit der östlichen Grenzverwerfung des produktiven Steinkohlengebirges von Fröndenberg ist. Das Mendener Konglomerat ist also heute auf den Königsborner Graben beschränkt.

Die mehrfach erwähnte östliche Grenzverwerfung entspricht aber nicht der östlichen Grenzverwerfung des Königsborner Grabens (Fliericher Störung), sondern aller Wahrscheinlichkeit nach einer der im Osten der Schachtanlage Königsborn II erschlossenen nach Westen einfallenden.

Das Vorrücken des Steinkohlengebirges in südlicher Richtung bis Fröndenberg veranlaßte früher eine große Anzahl von Bohrungen östlich von Unna, deren Ergebnis sich aber bald durch Kontrollbohrungen als nicht einwandfrei erwies. Berücksichtigt man lediglich das Resultat der einwandfreien Aufschlüsse, so zeigt sich nach meiner Auffassung eine Abwechslung von nordöstlich streichenden Sätteln, auf denen unmittelbar unter der Kreide das Flöz-

⁷⁾ A. a. O. S. 73 und Erläuterung zu Blatt Menden, S. 63.

leere angetroffen wurde, mit Mulden produktiven Karbons. Die südlichste derartige Spezialmulde ist die auf der Karte dargestellte von Fröndenberg-Hohenlinde.

Östlich von Fröndenberg verschwindet die Südgrenze des Steinkohlengebirges unter der Kreide. Wir sind also bei der Feststellung des weiteren östlichen Verlaufs lediglich auf Tiefbohrungen angewiesen. Da am Südrand des Beckens von Münster schon die Untersuchung der Oberfläche die Flözarmut der liegendsten produktiven Karbonschichten ergab, hatte hier niemand Lust Tiefbohrungen niederzubringen; wir sind deshalb über die Stelle, an welcher die Grenze des Steinkohlengebirges nach Norden umbiegt, im unklaren.

Die Ostgrenze. Auf ihren Verlauf kann man lediglich aus Tiefbohrungen schließen. Überall liegt hier die Obere Kreide unmittelbar auf dem produktiven Karbon. Es ist anzunehmen, daß die östliche Grenze des prod. Steinkohlengebirges eine ähnliche Form wie die oben angedeutete westliche von Mülheim, Kettwig, Hattingen usw. zeigt, d. h. eine nach Osten und Westen vielfach ausgebuchtete, im allgemeinen nördlich verlaufende Linie darstellt. Nur an wenigen Stellen wurde sie genauer nachgewiesen.

Von besonderem Interesse ist in dieser Beziehung das Gebiet östlich von Lippborg. Hier hat man früher eine Anzahl von Tiefbohrungen gestoßen, von denen diejenige von Lippborg 564 m Decke zeigte und nach unserer bisherigen Kenntnis einwandfrei kohlenfündig wurde. Sie steht also westlich von der Karbongrenze. Die östlicheren Bohrungen bei Kesseler usw. galten früher ebenfalls als kohlenfündig. Daher mußte ich früher annehmen⁸⁾, daß hier eine nach Osten ausgebuchtete Spezialmulde des Steinkohlengebirges vorhanden wäre. Nach Veröffentlichung der genannten Arbeit kamen berechtigte Zweifel an der Richtigkeit der Bohrresultate, und Kontrollbohrungen zeigten, daß dort kein Flöz mit normaler Lagerung im produktiven Karbon gefunden sein kann, denn die unter der Kreide erreichte Formation erwies sich einwandfrei als älter als das prod. Steinkohlengebirge; mit größter Wahrscheinlichkeit handelt es sich um Flözleeres und zum Teil um Kulm.

Die Bohrung Assen nordöstlich von Lippborg kam⁹⁾ zweifellos in Massenkalk und ergab Kohlenstücke in einer

⁸⁾ Z. d. D. Geol. Ges., Jahrg. 1906, S. 26.

⁹⁾ Obige Arbeit. S. 26.

Spalte desselben. In dem Profil Lippborg-Assen müssen also auf reichlich 3 km Länge Flözleeres, Kulm und Oberdevon östlich vom Ausgehenden des prod. Steinkohlengebirges entwickelt sein.

Die Ostgrenze verläuft weiter nördlich östlich Beckum und Neu-Beckum und östlich Hoetmar und Everswinkel. Die beiden letztgenannten Bohrungen sind deshalb besonders interessant, weil hier sehr bedeutende Deckgebirgsmächtigkeiten von 1307 und 1352 m zu überwinden waren. Trotzdem setzte sie der preußische Fiskus bis 1619 bzw. 1805 m fort. Bei Hoetmar hatte nach den von Dr. BÄRTLING bearbeiteten Bohrtabellen das oberste erbohrte Flöz 25,9, das tiefste 23,9, bei Everswinkel das oberste 29,2, das tiefste 14,6 % gasförmige Bestandteile. Da die liegendsten Flöze des westfälischen Steinkohlenebiets nur einen sehr geringen Gasgehalt aufweisen und seine Abnahme nach dem Liegenden recht regelmäßig ist, muß die östliche Karbongrenze noch erheblicher von Everswinkel als von Hoetmar entfernt sein. Die beiden Funde zeigen aber deutlich die hier vorliegende nordwestliche Hauptrichtung, der Karbon-Ostgrenze.

Nördlich von Everswinkel fehlt es an Aufschlüssen bis zum Teutoburger Wald. Kurz vor Eintritt der Mutungssperre auf Steinkohle ging Generaldirektor RAKY von der Internationalen Bohrgesellschaft in Erkelenz bereitwillig auf Dr. G. MÜLLERS und meinen Vorschlag ein, zur Klärung der Lagerungsverhältnisse des Steinkohlenegebirges in der Nähe des Teutoburger Waldes im Becken von Münster einige Tiefbohrungen zu stoßen, von denen wir die eine bei Holzhausen, südöstlich von Lengerich, ansetzten. Der zunächst lediglich wissenschaftlichen Zwecken dienende Aufschluß kam aber bloß bis 82 m Tiefe, dann wurde die Bohrung infolge eiligerer Arbeiten eingestellt.

Eine zweite, in der Nähe des Bahnhofs Saerbeck angesetzte, ebenfalls in erster Linie wissenschaftliche Bohrung stellte man bei 1397 m im Emscher ein.

Nördlich vom Teutoburger Wald kommt das Steinkohlenegebirge bei Ibbenbüren und am Hüggl und Piesberg, nordwestlich von Osnabrück, an die Tagesoberfläche, und zwar stellen die Bohrungen Powe und Holte östlich von Osnabrück¹⁰⁾ die östlichen Aufschlüsse im produktiven Kar-

¹⁰⁾ O. TIETZE, Das Steinkohlenegebirge von Ibbenbüren. Jahrbuch der Preuß. Geol. Landesanstalt 1908. Teil II, S. 301.

bon dar. Mit größter Wahrscheinlichkeit ist anzunehmen, daß die Ostgrenze des Karbons ungefähr von Everswinkel nach einem Punkt weit östlich von Osnabrück verläuft, natürlich mit größeren Ausbuchtungen nach Osten und Westen.

Die Länge des westfälischen Steinkohlenbeckens beträgt also in der nordöstlichen Streichlinie durch Mülheim über 90 km. Im ganzen ist hier ein allerdings außerordentlich gegliedertes, sich sowohl nach Südwesten als nach Nordosten heraushebendes Becken vorhanden, welches, um bei derselben Streichlinie zu bleiben, von Mülheim an sich schnell bis zur Gasflammkohlenpartie einsenkt und in der Gegend von Lünen die hier bekannten höchsten Horizonte der Gasflammkohlenpartie aufweist. Von da an findet dann wieder das Herausheben in nordöstlicher Richtung statt.

Die Nordgrenze. Das Verhalten der Steinkohlengebirgsoberfläche in nördlicher Richtung ist nur verständlich, wenn man die Störungen berücksichtigt. Von den beiden in Westfalen bekannten Hauptstörungsformen der Querverwerfungen und der Überschiebungen interessieren uns hier lediglich die ersteren, da der Einfluß der Überschiebungen nach Norden immer geringer wird. Im Süden des rechtsrheinischen Gebiets kennen wir eine große Anzahl von nordwestlich streichenden Querverwerfungen, die zwar für die Verbreitung der einzelnen Kohlenstufen große Wichtigkeit haben, im einzelnen auch, wie ich oben zeigte, die Südgrenze des Steinkohlengebirges beeinflussen, aber nur sehr selten von großem Einfluß auf das Deckgebirge und die Verbreitung des Karbons als Ganzes sind. Es hat den Anschein, als ob nach Norden zu dieser Einfluß der Verwerfungen größer wird.

Das bereits erwähnte Einsinken der Karbonoberfläche in nördlicher Richtung unter der Kreidedecke ist im Süden des rechtsrheinischen Gebiets ziemlich regelmäßig; auf großen Flächen beträgt es auf 1 km nordsüdlicher Entfernung 29—30 m. Auf Grund dieser Erfahrung errechnet man eine Mächtigkeit der Kreidedecke bei Münster von 1400—1450 m. Die dort niedergebrachte nördlichste Bohrung ergab 1405 m, also trotz der großen Entfernung von der südlichen Kreidengrenze eine recht gute Übereinstimmung.

Richtet man sich nach dem westlichen Ausgehenden der Oberen Kreide bei Ahaus-Stadtlohn, so ergibt sich eine annähernd gleiche Entfernung wie vorhin, also ebenfalls

Übereinstimmung mit dem erbohrten Ergebnis, wenn man ein Einsinken von 29—30 m je Kilometer annimmt.

Weitere Bohrungen zeigten aber, daß in der Mitte des Kreidebeckens von Münster ganz erhebliche Abweichungen von dem gesetzmäßigen Einsinken der Karbonoberfläche vorkommen. So wurde bei Lüdinghausen zwischen den Bohrungen Lüdinghausen 25 und 24 eine Verwerfung von 120 m Verwurfshöhe an der Deckgebirgskante mit westlichem Einfallen festgestellt. Es ist nicht ausgeschlossen, daß es sich hier um die nordwestliche Fortsetzung der Unnaer Störung handelt.

Von noch größerem Einfluß ist eine Störung südlich von Münster, wo die bei Hilstrup gestoßenen Münsterbohrungen 1132—1231 m Decke ergaben, während die bereits erwähnte nördlichste Bohrung 1405 m hatte. Hier ist also ein bedeutender Abbruch des Karbons in östlicher Richtung vorhanden.

Wir kennen den Osten des rechtsrheinischen Gebiets noch zu wenig, als daß wir diese Verwerfung mit einer der östlich von Hamm erschlossenen zu identifizieren vermöchten. Zwischen der Störung von Lüdinghausen und der Münsterstörung liegt also ein nordwestlich verlaufender Karbonhorst (Horst von Münster), auf dem auch die fiskalische Bohrung Senden südlich von Appelhülsen mit 1409 m Kreidedecke steht.

Wie sich das Steinkohlengebirge nördlich der Linie Münster—Appelhülsen verhält, wissen wir vorläufig nicht. Die nächst nördlicheren Tiefbohraufschlüsse setzen erst bei Metelen und Saerbeck ein und beziehen sich ausschließlich auf die Kreide.

Als Anhalt für das Vorhandensein bedeutender tektonischer Störungen im Gebiet des nördlichen Teils des Beckens von Münster dient das Ausgehende der Oberen Kreide im Nordwesten und Norden des Beckens. Es wurde gezeigt, daß bis zum Parallelkreis von Münster eine ziemlich gesetzmäßige Zunahme der Kreidemächtigkeit sowohl in nördlicher als in westlicher Richtung stattfindet. Da die Tiefbohrungen Metelen und Saerbeck nur wenige Kilometer vom nördlichen Ausgehenden entfernt sind, hätten sie in geringer Tiefe von wenigen hundert Metern die Obere Kreide durchteufen müssen. Statt dessen erreichte man in der Bohrung Metelen im Nordwesten des Beckens mit 899 m nach den Untersuchungen Dr. G. MÜLLERS — die Bohrung war vergessen und wurde von mir zufällig wieder

gefunden — den Cuivieri-Pläner. Unter Berücksichtigung der normalen Mächtigkeit von Turon und Cenoman würde demnach die Obere Kreide mit rd. 1100 m durchteuft worden sein. Es ist also bei Metelen ein Abbruch von 800—900 m bewiesen.

Ganz ähnlich liegen die Verhältnisse bei Saerbeck. Auch hier durfte bei normalen Lagerungsverhältnissen in Anbetracht der Nähe des Ausgehenden der Oberen Kreide die Mächtigkeit nur einige hundert Meter sein. Tatsächlich stand man aber bei 1397 m noch im Emscher. Selbst wenn man die untersten Schichten des Emschers bereits erreicht hätte, würde die Gesamtstärke der Oberen Kreide im Mindestfall 1600 m erreichen. Auch hier ist also ein gewaltiger Abbruch vorhanden.

Die beiden Bohrungen beweisen, daß die früher von verschiedenen Seiten, z. B. STILLE, vermutete große Verwerfung im Norden des Beckens von Münster tatsächlich vorhanden ist. Sie bewirkt, daß von einer Ostwestlinie nördlich von Münster ab die Obere Kreidedecke und damit die Oberfläche des Steinkohlengebirges energischer nach Norden geneigt ist, als dem gesetzmäßigen Einsinken im Süden des rechtsrheinischen Steinkohlengebiets entspricht. Diese Störung dürfte dem System der die Ibbenbürener Platte im Norden und Süden begrenzenden Randverwerfungen angehören.¹¹⁾ Sie ist jünger als die westfälischen Querverwerfungen und vielleicht gleichaltrig mit der Ennepe-Tal-Verwerfung. (S. 124.) Tiefbohrungen auf Steinkohle im nördlichen Teil des Beckens von Münster sind also nicht als aussichtsreich zu empfehlen; das schließt natürlich nicht aus, daß auf einem von Querverwerfungen begrenzten Horst eine geringere Mächtigkeit der Deckgebirgsschichten vorkommt, ähnlich wie sie südlich von Münster nachgewiesen wurde.

Nördlich von dem nach Süden einfallenden Randbruch hebt sich in dem Meridian von Ibbenbüren das Steinkohlengebirge sprunghaft durch Aufsattelung und an Störungen sehr rasch bis an die Tagesoberfläche. Von hier nach Westen findet aber wieder ein Einsinken statt. Bei Ochtrup war man bei 720 m noch in dem das Steinkohlengebirge überlagernden Zechstein. Nach Norden sind

¹¹⁾ TIETZE, a. a. O. und HAARMANN, Die Ibbenbürener Bergplatte, ein „Bruchsattel“. BRANCA-Festschrift 1914. — Siehe auch HAARMANN, KRUSCH, TIETZE, Z. d. D. Geol. Ges. 1914, Monatsberichte, S. 354.)

die Verhältnisse noch ungünstiger, denn nördlich von Bentheim stand eine Tiefbohrung bei 1233 m noch im Buntsandstein.

Diese Ergebnisse zeigen aber trotz des westlichen Einsinkens für den Bergbau weniger ungünstige Verhältnisse als in dem Gebiet unmittelbar südlich vom nördlichen Randbruch des Kreidebeckens.

Wie sich die Verbreitung des Steinkohlengebirges weiter nördlich vom Piesberg, von Ibbenbüren und Bentheim gestaltet, ist unbekannt; auch in den Zeiten intensivster Bohrtätigkeit hatten die Unternehmer eine unüberwindliche Abneigung gegen die karbonischen Konglomerate und Sandsteine des Ibbenbürener Steinkohlengebirges und die damit verbundenen hohen Diamantenverluste. Die Nordgrenze der Verbreitung des Steinkohlengebirges ist also noch unbekannt.

Die Westgrenze. Im Westen reichen die von Süden vordringenden kohlenfündigen Tiefbohraufschlüsse bis in die Gegend nördlich von Raesfeld und Heiden. Im allgemeinen ergeben sich bis hierher normale Verhältnisse im Deck- und Steinkohlengebirge. Die Tiefbohrungen liegen bereits im Verbreitungsgebiet des Buntsandsteins und Zechsteins, und die noch weiter westlichen rückerden bis in den Rheintalgraben mit seinen außerordentlich komplizierten tektonischen und Deckgebirgsverhältnissen vor. Hier stieß man bereits auf bedeutende Tertiär- und Jurastärken. Die Deckgebirgsmächtigkeitszunahme war mit dem Eintritt in den Rheintalgraben eine sprunghafte. Im allgemeinen kann man wohl hier das Verbreitungsgebiet des Tertiärs als östliche Rheintalgrabengrenze auffassen.

Die Steinkohlengebirgsverhältnisse erweisen sich bis in die Gegend von Heiden insofern als normal, als sich immer jüngere Schichten mit immer gasreicheren Flözen auf die bekannten älteren auflegten. Freilich wechseln in nordsüdlicher Richtung bald gasärmere Fundflöze mit gasreicheren ab. Die Ursache sind entweder die hier allerdings viel schwächer als im Süden ausgeprägte — das Schollengebirge scheint hier die Faltung zu überwiegen — Sattel- und Muldenbildung, bald das Auftreten von Störungen.

Der nördlichste deutsche Steinkohlenfund liegt bereits jenseits des Westrandes des Kreidebeckens von Münster bei Öding. Obgleich die Tiefbohrung im Rogensteinhorizont der Buntsandsteinscholle von Öding angesetzt wurde, blieb sie infolge der Steilstellung der Schichten bis 866 m im Buntsand-

stein, der in der Hauptsache aus abwechselnden Lagen von roten Letten und roten hellen Sandsteinen und Rogensteinen bestand. Der Zechstein reichte bis 1262 m und ergab eine Reihe von wenig mächtigen Kalisalzlagern mit bis 14,45 % Chlorkalium. Bei 1274,04 m fand man Kohle mit 36,1 % Gas, also ebenfalls Gasflammkohle.

Die Aufschlüsse in dem westlich anstoßenden holländischen Gebiet von Winterswijk zeigen eine sehr verwickelte Tektonik, welche bewirkt, daß dicht beieinander von Verwerfungen getrenntes Tertiär, Untere Kreide, Jura, Muschelkalk usw. auftreten. Im Steinkohlengebirge zeigen sich ähnliche gestörte Verhältnisse.

Jedenfalls geht aber aus diesen Tiefbohrungen hervor, daß sich das Steinkohlengebirge anscheinend ununterbrochen bis hierhin erstreckt.

In enger Zusammenarbeit mit mir wurde auf holländischer Seite noch weiter im Norden auf der Triasscholle bei Altstätte die Bohrung Buurse angesetzt, die bis zu Beginn des Krieges den oberen Buntsandstein bei 63,2 m erreichte und hier salzfündig wurde, sie stand noch bei 861,8 m im Zechstein. Infolge der Kriegsunruhen stellte man die Bohrung ein. Die Regierung hat jetzt eine Konzession auf Salzgewinnung erteilt. Es ist sehr zu bedauern, daß man das Steinkohlengebirge hier nicht erreichte; es besteht aber keine Veranlassung, sein Fehlen anzunehmen.

Die westliche Grenze des rechtsrheinischen Steinkohlengebirges ist also nicht bekannt. Der Gasgehalt der westlichen Aufschlüsse bei Winterswijk und Öding beweist, daß man sich hier noch mitten im Steinkohlenbecken befindet. Wir wissen freilich, daß die jüngeren Deckgebirgsschichten in nordwestlicher Richtung außerordentlich zunehmen und die Aussichten, in bauwürdiger Tiefe Flöze zu finden, um so geringer werden, je weiter man vordringt. Ob und wo — ähnlich wie weiter im Süden — eine Gegenwirkung durch nordwestlich streichende Verwerfungen und horstartige Aufpressungen stattfindet, entzieht sich bisher unserer Kenntnis.

Verbreitung der Deckgebirgsformationen und die Tektonik im Nord-Süd-Profil durch Münster.

Der Unterschied zwischen der früheren und heutigen Auffassung der Tektonik im östlichen Teil des rechtsrheinischen Gebiets kommt am besten bei einem Vergleich

des früher von LEO CREMER¹²⁾ konstruierten Nord-Süd-Profils durch Münster mit dem nach meiner Auffassung heute zutreffenden zum Ausdruck. Auf Grund des damaligen Standes unserer Kenntnis mußte CREMER annehmen, daß unter Münster erhebliche Mächtigkeiten von Unterer Kreide, Jura und Trias anstehen.

Die Bohrung südlich von Münster ergab aber im Gegensatz hierzu die unmittelbare Auflagerung von Oberer Kreide auf dem Steinkohlengebirge. Die frühere Auffassung, daß Buntsandstein und Untere Kreide sich weit nach Süden in den Bereich des Kreidebeckens von Münster hinein erstrecken, besteht nicht mehr zu recht. Die Aufschlüsse zeigen, daß Zechstein und Buntsandstein ungefähr gleiche Verbreitung haben; sie sind nach Osten bis wenige Kilometer über Heiden hinaus sicher nachgewiesen. Die östlichsten Aufschlüsse bei Lembeck, Deuten usw.¹³⁾ zeigen aber bereits die verkümmerte Entwicklung beider Formationen, so daß der Schluß auf die in der Nähe liegende, allerdings durch spätere Abrasion veränderte Ostgrenze beider Formationen gerechtfertigt ist.

Von der alten Auffassung ausgehend, hielt die Internationale Bohrgesellschaft die roten Schichten, welche rund 1,8 km südlich von Klein-Reken unter der Kreide erbohrt wurden, für Buntsandstein, eine Ansicht, die ich früher deshalb ebenfalls vertrat. Bei einem leider lange nach Verfüllung des Bohrlochs ausgeführten Besuch konnte ich aber an den Bohrkernresten keine Spur vom Buntsandstein feststellen; es besteht deshalb die Vermutung, daß man rotes Karbon antraf, wie wir es in der Gegend südlich Borken im Westen des Kreidebeckens von Münster gewohnt sind. Es ist also mehr als fraglich, ob sich Buntsandstein und Zechstein bis zu dem Punkt 1,8 km südlich Klein-Reken erstrecken.

Die westlichsten nachgewiesenen Zechstein- und Trias-Fundpunkte liegen bei Öding, Buurse, Bentheim und Ochtrup. Wie weit sich hier im Norden beide Formationen nach Osten bzw. Südosten unter dem Rand des Kreidebeckens von Münster weiter erstrecken, wissen wir nicht. Es ist anzunehmen, daß ein breiterer Streifen im Nordosten und ein schmalerer im Norden des Kreidebeckens noch von ihnen eingenommen wird. Die von mir dargestellte Zech-

¹²⁾ Glückauf 1895.

¹³⁾ Siehe KRUSCH, Z. d. D. Geol. Ges. 1909, Taf. V.

stein-Buntsandstein-Grenze (siehe Texttafel) beruht natürlich meist auf Kombination.

Die jüngeren Triasschichten Muschelkalk und Keuper sind in ihrer Verbreitung noch wesentlich mehr beschränkt als Buntsandstein und Zechstein. Als Schollen kennt man sie im Rheintalgraben. Nur an zwei Stellen kommt der Muschelkalk weiter im Norden an die Tagesoberfläche, nämlich bei Winterswijk und bei Alstätte. An der erstgenannten Lokalität ist seine Verbreitung durch holländische Bohrungen festgestellt. Wenn er auch hier in der Hauptsache von Verwerfungen begrenzt wird, so ist doch durch die Arbeiten weiter im Osten im Fürstlich Salm-Salmschen Regalgebiet der Nachweis geliefert, daß das Winterswijker Vorkommen unmittelbar an der östlichen Muschelkalkgrenze liegt.

Ähnliche geologische und stratigraphische Verhältnisse sind bei Alstätte an der Haarmühle. Auch hier bildet der Wellenkalk das östlichste Vorkommen.

In der Tiefbohrung Bentheim I beträgt die Muschelkalkmächtigkeit rund 162 m (von 542—704), bei Ochtrup setzte man im Buntsandstein an.

Die Beteiligung des Muschelkalks am Deckgebirge des rechtsrheinischen Karbons ist also eine sehr beschränkte. Nach unserer bisherigen Kenntnis tritt die Formation nach Osten kaum in den Bereich des Kreidebeckens von Münster über.

Die Verbreitung des Jura ist ebenfalls nur in großen Zügen bekannt. In den Bohrungen nördlich der Lippe wurde die Formation östlich vom Rheintalgraben nach meiner Kenntnis nicht mehr angetroffen. Im Rheintalgraben findet sie sich zunächst in Resten, die in Spezialgräben erhalten geblieben sind; am bekanntesten ist der bei Bislich mit den Eisenerzen (Minetten). Da es sich aber hier nur um beschränkte Flächen handelt, kann die ursprüngliche Juragrenze nicht viel weiter östlich liegen. Eine größere Anzahl von Aufschlüssen ist zwischen Winterswijk, Buurse und Weseke vorhanden. In Winterswijk und Buurse wurden sie durch die Bohrungen der Niederländisch-Fiskalischen Bohrverwaltung, bei Weseke durch die Fürstlich Salm-Salmsche Generalverwaltung geschaffen.

Den ersten sicheren Nachweis des Auftretens von Jura bei Weseke brachten die Aufnahmemarbeiten des Berg-

assessors SCHULZE-BUXLOH. Nach den Fossilienbestimmungen von J. BÖHM treten hier Polyplocusschichten, also unterer brauner Jura auf, der sich durch die Führung von Eisen-erzen auszeichnet. Spätere von der Regalverwaltung veranlaßte Bohrungen und Schürfungen ergaben dann den sicheren Nachweis des Auftretens der Posidonienschiefer, deren Lagerungsverhältnisse durch Markscheider Leibold untersucht wurden.

Die Tektonik des Juras von Weseke ist sehr verwickelt. Das Gebirge ist zu Schollen zerrissen. Die frühere Auffassung, daß es sich um einen einfachen Sattel handelt, kann nicht mehr aufrecht erhalten werden; es ist richtiger, von einem östlich verlaufenden Sattelhorst zu sprechen, dem östlich und nördlich verlaufende Verwerfungen das Gepräge geben. Die Ost-West-Faltung tritt zurück, das Schollengebirge überwiegt.

Ganz ähnliche Lagerungsverhältnisse zeigen die westlich von Weseke, zum großen Teil auf holländischem Gebiet liegende Jurafläche von Groß-Burlooh und das Gebiet westlich von Öding bei Winterswijk, wo man in der Tiefbohrung Ratum über 63 m Lias (von 20,8—83,8 m) feststellte. Auch hier ist das Aneinandergrenzen der verschiedenen Formationen an Verwerfungen bemerkenswert.

Nach Norden fehlt in der im Tertiär angesetzten Bohrung Buurse der Jura, dagegen traf man ihn in der Bohrung Bentheim I rund 390 m mächtig an. Wenige Kilometer südlich, bei Ochtrup, begannen die Bohrungen im Buntsandstein.

Man ist also berechtigt, anzunehmen, daß die Jura-grenze viel weniger weit nach Osten übergreift als die Zechstein-Buntsandsteingrenze, sie liegt etwas östlicher als die Muschelkalkgrenze. Bei Buurse biegt sie in erheblicherem Bogen nach Holland aus, um sich dann wieder nach Osten zu wenden. Im Norden des Kreidebeckens von Münster dürfte der Jura, wenn überhaupt, nur ganz wenig in südlicher Richtung über den Rand übergreifen.

Die letzte noch zu berücksichtigende Deckgebirgsformation des Steinkohlengebirges ist die Untere Kreide. Im Süden des rechtsrheinischen Kohlengebiets kennen wir sie überhaupt nicht. Im Nordwesten tritt sie, von Westen her unter die Schüssel der Oberen Kreide untergreifend, noch im Rheintalgraben auf. Der östlichste

Punkt wurde von BÄRTLING¹⁴⁾ in der Bohrung Trier 9 beim Forsthaus Freudenberg, etwa 6 km nordwestlich von Dorsten, festgestellt und damit der Beweis geliefert, daß die Transgression des Kreidemeeres schon in der Unteren Kreide begann, daß die Ostgrenze derselben aber nicht weit östlich der Bohrung Trier 9 gelegen haben kann.

Weiter im Norden wurde die Grenze ziemlich genau durch die Aufnahmen der Fürstlich Salm-Salmschen Generalverwaltung festgestellt; sie verläuft, wie oben angegeben, über Südlohn, westlich von Ahaus usw. Die frühere DECHENSche Auffassung, daß die Grenze von Oberer und Unterer Kreide durch eine Verwerfung gebildet wird, erwies sich bei den Aufnahmen als nicht richtig, wenn auch stellenweise erhebliche Störungen vorkommen.

Die Untere Kreide ist zu Sätteln und Mulden gefaltet, von denen namentlich eine größere nördlichere von Bentheim—Gronau und eine kleinere südlichere von Alstätte—Stadtlohn deshalb besonders interessieren, weil in ihnen die für die Zukunft unseres Vaterlandes vielleicht wichtigen Eisenerze des Aptiens infolge der Faltung größere Horizontalverbreitung haben.

In der Tiefbohrung Bentheim I fand man bis 150 m Wealden; bei Ochtrup fehlt die Untere Kreide dagegen. Am Nord- und Ostrand des Kreidebeckens von Münster bildet sie dann den bekannten zusammenhängenden Zug.

Wenn auch die Untere Kreide vom West- und Nordrande aus nach dem Innern des Kreidebeckens von Münster unter die Obere untergreift, so ergibt sich doch aus den bisherigen Aufschlüssen, daß dies nur in einem sehr schmalen Streifen der Fall sein kann.

Die Beteiligung der behandelten Formationen an der Decke des Steinkohlengebirges ergibt für das Nord-Süd-Profil durch Münster — Ergänzung zum Profil d. Z. 1909 Taf. VI —, daß nach Norden zu zunächst bis Münster nur mit Oberer Kreide zu rechnen ist; es schieben sich dann aller Wahrscheinlichkeit nach zwischen ihr und dem Karbon zunächst Zechstein und Buntsandstein, dann kurz vor dem Teutoburger Walde evtl. Jura und Untere Kreide ein. Alle Deckgebirgsschichten werden durch den oben behandelten Abbruch am Südrand des Teutoburger Waldes (siehe Texttafel) abgeschnitten und in die Tiefe geworfen.

¹⁴⁾ Siehe Z. d. D. Geol. Ges. 1908, Monatsberichte No. 7.

Der Gasgehalt der Kohle im rechts- rheinischen Gebiet.

Man kennt seit langem, abgesehen von lokalen Unregelmäßigkeiten, zwei gesetzmäßige Veränderungen des Gasgehalts, nämlich die Abnahme im Vertikalprofil nach der Tiefe, derart, daß die liegendsten Flöze die gasärmsten sind, und die Abnahme in ein und demselben Flöz in westlicher Richtung. Da die liegendsten, also gasärmsten Flöze am Südrande des rechtsrheinischen Gebiets zu Tage anstehen und die gasreicheren Flöze erst mit zunehmender Kreidedecke weiter im Norden gefunden wurden, lag, solange man nur die im südlichen Teil des rechtsrheinischen Gebiets liegenden Aufschlüsse kannte, die heute noch nicht völlig verschwundene Auffassung des westfälischen Bergmanns nahe, daß der Gasreichtum im Norden vorzugsweise mit der größeren Deckgebirgsmächtigkeit zusammenhängt.

In zahlreichen früheren Veröffentlichungen, z. B. den Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte und der Abhandlung „Der Südrand des Beckens von Münster“ usw.¹⁵⁾, wurde von mir darauf hingewiesen, daß die gesetzmäßige Deckgebirgzzunahme an und für sich mit dem größeren Gasreichtum im Norden nichts zu tun hat. Er beruht vielmehr auf ursprünglichen Verschiedenheiten bei der Bildung der Kohlenflöze. Damit soll aber nicht bestritten werden, daß deckgebirgsfreie Teile des Steinkohlengebirges tatsächlich entgasen können und daß z. B. die Flöze am südlichen Ausgehenden des Steinkohlengebirges etwas gasärmer sind, als sie ursprünglich waren. Trotzdem gibt es hier in manchen Flözen andererseits höhere Gasgehalte als weiter im Norden unter einer erheblicheren Decke.

Es ist weiter nach den Pflanzenresten nicht zu bestreiten, daß die Kohlen von Ibbenbüren und am Piesberg hohen Horizonten angehören, höheren, als wir in der Gasflammkohlenpartie weiter im Süden im Bergbau bisher kennen gelernt haben. Trotzdem haben die Piesberg-Flöze einen geringen Gasgehalt, während die weiter südlich liegenden Gasflammkohlenflöze Westfalens um so mehr Gas aufweisen, je höheren Horizonten sie angehören. Der höchste bisher durch Bohrungen festgestellte Gasgehalt betrug 45,2 %, die Piesberg-Flöze führen dagegen nur anthrazitische Kohle.

¹⁵⁾ A. a. O.

Bei der Erklärung dieses Unterschiedes muß aber berücksichtigt werden, daß bei dem Piesberg-Vorkommen nicht nur die fehlende Decke, sondern auch zahlreiche Störungen in Betracht kommen; gerade an Störungen kann, wie die bergbaulichen Aufschlüsse zeigen, häufig eine erhebliche Entgasung nachgewiesen werden.

Ich komme auf die Gasgehalte der Kohle nach der Behandlung des linksrheinischen Gebiets nochmals im Zusammenhang zurück.

2. Linksrheinisches (u. holländisches) Gebiet.

Kurze geologische Schilderung. Im linksrheinischen Gebiet sind die geologischen Verhältnisse — wenigstens im Süden — wesentlich anders als im rechtsrheinischen.

Auch hier kommt das Steinkohlengebirge nur in geringer Verbreitung bei Aachen (Wurmrevier) und bei Stolberg (Inderevier) an die Tagesoberfläche. Es lehnt sich hier an die nördliche Abdachung des Hohen Venn an und grenzt gegen die älteren Schichten desselben mit den bekannten großen südlichen Randüberschiebungen (siehe Texttafel) ab, die in westlicher Richtung durch Belgien und Frankreich fortstreichen. Nach Norden legen sich bald in bedeutender Mächtigkeit die Deckgebirgsformationen auf, und zwar zunächst Kreide in der Aachener Ausbildung mit den recht unangenehmen sandigen, wasserführenden Schichten und ebenfalls sehr wasserreiches Tertiär, dessen Stärke nach Norden bzw. Nordwesten zunimmt. Jura findet sich bei uns nach meiner Kenntnis nur in einzelnen Spezialgräben in der Nähe des Rheins im Norden des Gebiets.

Hier kommen außerdem Trias und Perm, und zwar namentlich Buntsandstein und Zechstein, auf größeren Flächen, zerstückelt von vorzugsweise nordwestlich streichenden Verwerfungen in ganz ähnlicher Weise wie rechtsrheinisch vor. Der weitere Verlauf der Zechstein-Trias-Grenze nach Westen und Südwesten läßt sich mit einiger Sicherheit schätzen, wenn man die vorhandenen geologischen Tiefbohraufschlüsse kombiniert. Südwestlich von dem Zechstein-Niederrheingebiet finden sich die nächsten Zechsteinaufschlüsse im Norden und Westen des Peelhorstes (siehe Texttafel). Aller Wahrscheinlichkeit nach verläuft die Zechstein-Trias-Grenze, wenn man jetzt von den sie zerstückelnden Verwerfungen absieht, in einem nach Süd-

osten geöffneten Bogen nördlich vom Krefelder Sattelhorst. Südwestlich und westlich vom Peelgebiet wurden Zechstein und Trias an zwei Stellen, nämlich östlich von Heinsberg und in der Campine — namentlich im Maas-Tal —, nachgewiesen. Damit ist der Beweis geliefert, daß die Zechsteingrenze hier eine weit nach Südosten vorspringende Bucht in dem später zu schildernden holländischen Zentralgraben bildet.

Auch im Großen zeigt sich also bei der Verbreitung des linksrheinischen Zechsteins und der Trias das Zurücktreten auf den Horsten und das Vorspringen in den Gräben.

Von den jungen Deckschichten spielen hier namentlich die Rheinterrassen eine bedeutende Rolle. Ihre Verbreitung hat WUNSTORF auf der Übersichtskarte der Tektonik und der nachgewiesenen Verbreitung der Steinkohlenformation im Rhein—Maas-Gebiet dargestellt¹⁶⁾.

Die Grenzen des Karbons.

Die Verbreitung des Steinkohlengebirges hängt aufs engste mit der Tektonik zusammen. Ich bin deshalb gezwungen, schon in diesem Abschnitt mit auf den tektonischen Bau einzugehen.

Das rechtsrheinische Steinkohlengebiet tritt nördlich von Krefeld in — soweit die Bohrungen nach Norden reichen — ununterbrochener Fläche auf die linke Rheinseite herüber. Bestimmend für die Verbreitung ist hier der nordwestlich streichende Krefelder Sattelhorst. Um ihn legt sich das Steinkohlengebirge regelmäßig herum, so daß zunächst dem Horst die liegendsten Schichten auftreten, auf die sich dann mit größerer Entfernung immer jüngere auflegen.

Für die nordwestlich streichende Form des Horstes bestimmend sind Verwerfungen, von denen einige, auch die Mitte des Horstes beeinflussende, bereits auf der WUNSTORF'schen Übersichtskarte (a. a. O.) zur Darstellung gekommen sind.

Aus der Schichtenfolge des produktiven Karbons geht aber andererseits hervor, daß die ursprüngliche Steinkohlengebirgsgrenze um den Horst herum verläuft. Der Horst ist also im großen und ganzen präkarbonisch, wenn

¹⁶⁾ WUNSTORF, mit Unterstützung von W. C. KLEIN, und VAN WATERSHOOT VAN DER GRACHT, herausgegeben von der Preuß. Geol. Landesanstalt zu Berlin.

auch seine Form durch spätere Verwerfungen verändert wurde.

Nordwestlich und westlich vom Krefelder Sattelhorst erstreckt sich das Steinkohlengebirge in ununterbrochener Fläche nach Holland hinein. Durch Bohrungen konnte es hier aber lediglich auf den tektonischen Horsten nachgewiesen werden.

Die Häufung der nordwestlichen Querverwerfungen, durch welche sich der Rheinalgraben auszeichnet, nimmt westlich vom Krefelder Sattelhorst wieder ab, dafür prägen sich hier einige besonders bedeutende Gräben und Horste aus. Im Westen wird der Krefelder Sattelhorst von einem Graben begrenzt, den ich als West-Krefelder bezeichnen möchte. Auf ihn folgt in westlicher Richtung der Peel-Erkelenzer Horst, auf dem das Steinkohlengebirge in bauwürdiger Tiefe nachgewiesen werden konnte.

Zwei Systeme von Störungen machen sich hier geltend; nämlich die nordwestlich streichenden, den westfälischen Querverwerfungen entsprechenden, und ungefähr rechtwinklig hierzu nordöstlich verlaufende. Der Abbruch des Peelhorstes nach den beiden Grenzgräben erfolgt schulmäßig staffelförmig. Im südöstlichen Erkelenzer Gebiet ist der tektonische Bau ein recht komplizierter, so daß wieder Spezialhorste und -gräben gebildet werden, von denen besonders der Mylhorst später bei dem Gasgehalt der Kohle genannt werden muß.

Im Westen wird der Peelhorst von dem holländischen Zentralgraben begrenzt. Der Abbruch der Horste zu den genannten Gräben ist durchgehends ein derartig schroffer, daß die in den letzteren angesetzten Bohrungen gewöhnlich schon im Tertiär den Beweis ihrer völligen Aussichtslosigkeit lieferten.

Über den Verlauf der östlichen Steinkohlengebirgsgrenze geben die zahlreichen Tiefbohrungen auf dem Horst von Peel-Erkelenz einige Anhaltspunkte. Im tiefsten Niveau des Steinkohlengebirges treten charakteristische Sandsteine und Konglomerate auf, die man zusammen mit der Abnahme des Gasgehalts der Kohle nach Osten für eine freilich revisionsbedürftige Konstruktion der Grenze benutzen kann. Sie dürfte in südöstlicher Richtung von westlich Venlo über Kaldenkirchen, Burgwaldniel bis östlich Titz verlaufen. Daß sie stellenweise, ähnlich wie der Zechstein, nachträglich durch nordwestlich streichende Verwerfungen beeinflusst wurde, ist sehr wahrscheinlich.

Nach Süden wird der holländische Zentralgraben von der belgischen Campine begrenzt, die sich an das Plateau von Brabant im Norden anlehnt und im Osten in dem holländisch-limburgischen, dem Wurm- und Inde-Kohlenbecken ihre Fortsetzung finden. Nach Südwesten biegt das Steinkohlengebirge um das Plateau von Brabant herum und findet auf dessen Südseite in dem belgisch-nordfranzösischen Steinkohlenbecken seine Fortsetzung. Die Südgrenze wird durch die bereits erwähnten großen Überschiebungen kompliziert. Das Steinkohlengebirge ist hier in aufeinandergeschobene Schollen zerrissen, welche für seinen Südrand viel bezeichnender sind, als die kleinen, dem Hauptgebiet südlich vorgelagerten Spezialkohlenmulden in den älteren Schichten.

Auf den bisherigen Karten ist die Indemulde bei Stolberg-Eschweiler anscheinend ohne Zusammenhang mit dem Hauptsteinkohlengebiet. Sie wird von der Wurmmulde durch den Aachener Sattel getrennt; spätere Bohrungen haben gezeigt, daß sich dieser Sattel bis an die Roer erstreckt, und zweifellos geht er noch über sie hinaus. Auch die Indemulde konnte bis an die Roer verfolgt werden. Ihr Aufbau zeigt die bekannten Verhältnisse des regelmäßigen Muldenbaus. Der östliche Muldenschluß ist noch nicht angetroffen, muß also östlich der Roer liegen. Leider bewirkt die Roertalverwerfung ein derartiges Absinken des Steinkohlengebirges, daß es unmöglich ist, durch Tiefbohrungen östlich der Roer die östliche Steinkohlengebirgsgrenze weiter zu verfolgen. Sie dürfte ungefähr in der auf der Karte (siehe Texttafel) angegebenen Weise verlaufen.

Die Darstellung zeigt also, daß sich das Steinkohlengebirge von der Gegend von Beckum auf der rechten Rheinseite in ununterbrochener Fläche bis nach dem nordfranzösischen Kohlenbecken verfolgen läßt. Abgesehen von dem präkarbonischen und daher steinkohlenfreien Plateau von Brabant ist mit einer sich in westlicher Richtung erstreckenden ununterbrochenen Platte zu rechnen, deren nordwestliche Grenze noch unbekannt ist. Auf den großen Zusammenhang komme ich später nochmals zurück.

Tektonik. Soweit der Einfluß der Störungen für die nachgewiesene Verbreitung des Steinkohlengebirges in Betracht kommt, mußte ich bereits im vorigen Abschnitt auf die Tektonik eingehen.

Das Hauptgepräge erhält also das linksrheinische Gebiet durch die genannten Gräben und Horste. Erst in zweiter Linie kommt die Faltung zu nordöstlich streichenden Sätteln und Mulden in Betracht. Die auf der rechten Rheinseite kurz geschilderten, nordöstlich streichenden Hauptsättel und Mulden verflachen und verbreitern sich nach Westen. Wenn sie auch nördlich vom Krefelder Sattelhorst noch deutlich zum Ausdruck kommen, so verblassen sie doch mehr und mehr auf dem Peel- und Erkelenzer Horst, also nach Süden zu. In der Campine scheint diese Verflachung den Höhepunkt zu erreichen, denn nach den Tiefbohraufschlüssen ist es kaum möglich, einwandfrei die Sättel und Mulden zu konstruieren.¹⁷⁾ Diese nördlich vom Plateau von Brabant beobachtete Verflachung steht im schärfsten Gegensatz zu den Verhältnissen südlich vom Plateau in den nordfranzösischen und südbelgischen Kohlenbecken und in ihrer östlichen Verlängerung bis nordöstlich von Aachen.

Die bereits oben erwähnten Überschiebungen an der Südgrenze des Steinkohlegebirges sind die Folge intensivster Faltung. Die scharf gebogenen, zum Teil zickzackförmigen Sättel und Mulden sind bis nördlich von Kohlscheid bis zum Feldbiß nachgewiesen. Im Südosten wurden östlich vom Feldbiß ebenfalls noch stark gefaltete Flöze aufgeschlossen. Im Nordwesten, an der holländischen Grenze, folgt aber östlich vom Feldbiß ein aufschlußloser Streifen, dessen Faltungsintensität wir nicht kennen, bis weiter nördlich die Aufschlüsse von Nordstern usw. eine sehr flache Faltung ergeben.

Der Gegensatz zwischen dem südwestlichen Gebiet intensivster Faltung und dem nordöstlichen mit flacher Lagerung ist ein ganz auffallender. Die Ursache dieses Gegensatzes läßt sich, wenn man nur die deutschen Aufschlüsse berücksichtigt, nicht erkennen. Klarer liegen dagegen die Verhältnisse, wenn man den nördlichen und südlichen Bogen um das Plateau von Brabant im ganzen vergleicht. Die Kohlenbecken mit intensiver Faltung sind auf den Süden des Plateaus beschränkt, im Norden ist nur schwache Faltung vorhanden; die beiden Kohlenbögen verschiedener Faltung kommen infolge der östlichen Ausspitzung des Plateaus von Brabant hier immer näher

¹⁷⁾ KRUSCH, Die nutzbaren Lagerstätten Belgiens, ihre geologische Position und wirtschaftliche Bedeutung. Essen 1916, S. 41 und 42.

zusammen, bis sie nördlich von Kohlscheid und südlich von Herzogenrath in einer bisher noch nicht bekannten Ebene zusammentreffen. Das präkarbonische Massiv des Plateaus von Brabant hat die nördlich von ihm liegenden Kohlengebiete vor der durch einen von Süden kommenden Schub bewirkten spätkarbonisch - rotliegenden Faltung beschützt.

Südlich von Herzogenrath werden wir unter verhältnismäßig geringer Steinkohlendecke das sich nach Osten ein-senkende Massiv von Brabant finden. Seine östliche, hier vom Steinkohlengebirge bedeckte Spitze ist die Ursache der auffallenden Faltungs-unterschiede zwischen Norden und Süden.

Die regelmäßige Muldung der Indemulde ist ein Beweis, daß im Meridian von Stolberg-Eschweiler das Plateau von Brabant bei der Faltung keinen Einfluß mehr ausgeübt hat.

Gasgehalte des linksrheinischen Gebiets.

Im ganzen bestehen im linksrheinischen Gebiet unregelmäßigere Verhältnisse als im rechtsrheinischen. Die Zerstückelung durch die Verwerfungen und eine dadurch bewirkte starke nachträgliche Entgasung machen es vielfach unmöglich, einwandfrei die Flöze dicht benachbarter Gebiete miteinander zu parallelisieren. Es bestehen zum Teil relativ gut gestützte Vermutungen, daß Flöze mit sehr verschiedenem Gasgehalt identisch sind.

Die Parallelisierung wird noch erschwert durch erhebliche, zum Teil gesetzmäßige Veränderungen der Flözprofile in westlicher Richtung. Die sehr sorgfältigen Arbeiten der holländischen Geologen, JONGMANS usw., machen es sehr wahrscheinlich, daß auf der rechten Rheinseite recht wichtige Flöze ganz allmählich nach Westen verkümmern, derart, daß sie auf der linken Rheinseite nur ein schmales Flözchen oder gar nur einen Stigmarienhorizont bilden.

Welchen bedeutenden lokalen Einfluß Verwerfungen und eine mit ihnen zusammenhängende geringere Decke auf die Flöze haben können, zeigt das Beispiel des Horstes von Myhl und Wassenberg bei Erkelenz.

Die tektonischen Untersuchungen von WUNSTORF ergaben zweifellos einen Horst.¹⁸⁾ Die Analysen der Kohle

¹⁸⁾ KRUSCH und WUNSTORF, Die Ergebnisse der Tiefbohrungen östlich der Roer. Glückauf 1907, Taf. 1.

zeigten einen niedrigen Gasegehalt unter 10 %. Infolgedessen schlossen WUNSTORF und ich nach dem damaligen Stande unserer Kenntnis mit Recht auf einen tieferen Steinkohlenhorizont in einem Gebiet von jüngerer Kohle. Später ergaben die Untersuchungen von JONGMANS, GOTHAN, WUNSTORF und FLIEGEL, daß die Kohle auf dem Horst von Myhl keinem tiefen, sondern dem Horizont von Sonnenschein angehört, obgleich sie noch nicht einmal 10 % Gas hat.¹⁹⁾

Wo derartige jüngere Kohlenhorizonte auf Horsten vorkommen, muß man zu ihrer Erklärung auf nachträgliche Schaukelbewegungen im Gebiet des Schollengebirges zurückgreifen. Derartige lokale auffallende Veränderungen sind auf der linken Rheinseite sehr zahlreich.

Trotz aller Schwierigkeiten lassen sich namentlich in den weniger von Verwerfungen zerstückelten westlicheren Gebieten zwei Gesetzmäßigkeiten erkennen, nämlich, ganz ähnlich wie im rechtsrheinischen Bezirk, die Abnahme des Gasegehalts nach dem Liegenden des Steinkohlengebirges, ohne Rücksicht auf die Deckgebirgsverhältnisse, und die Abnahme in ein und demselben Flöz nach Osten, also in entgegengesetzter Richtung als im rechtsrheinischen Gebiet.

In der Belgien betreffenden Abhandlung habe ich bereits auf diese Pendantstellung der beiden rheinischen Gebiete hingewiesen und daraus den Schluß gezogen, daß der Rheintalgraben die Ursache der Gasegehaltsabnahme im rechtsrheinischen Gebiet in westlicher Richtung und im linksrheinischen in östlicher Richtung¹⁹⁾ ist. Seine zahlreichen Verwerfungen haben entgasend gewirkt. Trotz des zum Teil recht erheblichen Deckgebirges ist der Gasegehalt in ganz ähnlicher Weise in dem Rheintalgraben heruntergezogen worden, wie beispielsweise das Grundwasser durch einen Kanaleinschnitt.

Die Hauptursache nachträglicher Gasegehaltsveränderungen sind also Störungen und mit ihnen zusammenhängende tektonische Bewegungen. Die größere oder geringere Deckgebirgsmächtigkeit kommt erst in zweiter Hinsicht in Betracht.

Schluß. Die Untersuchungen über die Verbreitung der nordwestdeutschen Kohlengebiete ergeben also die ununterbrochene Fortsetzung eines großen, vielfach ge-

¹⁹⁾ W. J. JONGMANS, Paläobot.-stratigr. Stud. usw. Geol. Landesanst. Archiv für Lagerst. Heft 18, S. 70.

gliederten Steinkohlenbeckens von Beckum in Westfalen in westlicher Richtung bis über den Rhein und nach Süden bis nach Holland, Belgien, Nordfrankreich. Die südliche bzw. östliche Grenze dieses Beckens erstreckt sich, nur teilweise aufgeschlossen, von weit östlich Osnabrück über Beckum, Werl, Herdecke usw., das Karbon umrandet dann den Krefelder Sattelhorst. Seine Ostgrenze verläuft hier über Venlo auf Düren zu, um nördlich von dem genannten Ort die Westrichtung auf die nord- und südbelgischen Kohlenbecken zu einzuschlagen. Bis wohin das Steinkohlengebirge im Norden und Osten von Osnabrück und im Nordwesten in Holland reicht, wissen wir nicht; jedenfalls ist mit einer bedeutenden Erstreckung — allerdings unter immer mächtiger werdender Decke — zu rechnen.

Sodann spricht Herr GAGEL

Über einen neuen Fundpunkt anstehenden Untereocäns (Basaltaschentuffe) im südlichen Oldenburg.

Zu den charakteristischsten Gesteinen des nordwestdeutschen und dänischen Untereocäns vom Alter des Londontons gehören die Schichten verhärteter Basaltaschen, die zuerst aus den dänischen „Moler“ beschrieben, dann aber auch in rascher Folge vor etwa zehn bis zwölf Jahren aus den verschiedensten Stellen Schleswig-Holsteins, Nordhannovers und Vorpommerns teils anstehend, teils als Geschiebe bekannt wurden. Das Alter dieser Basaltaschenschichten wurde einwandfrei festgelegt durch den Fund untereocäner Leitfossilien (*Xanthopsis Leachi* und *Lamna elegans*), in den Tonbänken zwischen den Aschenschichten in Hemmoor und Basbek-Osten, durch den Fund von *Fusus trilineatus* in den Tonen mit Aschenschichten bei Schwarzenbeck, sowie auch stratigraphisch in der Bohrung Breetze bei Lüneburg, wo diese Basaltaschen in einer ungestörten Schichtenfolge tief unter fossilführendem Mitteloligocän und 60 m über fossilführender weißer Schreibkreide angetroffen wurden.¹⁾

Diese vulkanischen Aschenschichten im Untereocän sind nun von einer höchst auffälligen und unverkennbaren

¹⁾ C. GAGEL, Die untereocänen Tuffschichten und die paleocäne Transgression. Jahrb. d. Geol. Landesanstalt f. 1907, XXVIII. S. 159 ff., wo auch die übrige diesbezügliche Literatur angeführt ist.

Beschaffenheit; sie sind 5—120 mm stark, in frischem Zustand von einer ganz unverkennbaren und charakteristischen hellblauviolettten Farbe, zeigen stets von unten nach oben einen sehr auffallenden Wechsel in der Korngröße, dergestalt, daß sie unten stets mit groben sandartigen Aschen beginnen und dann schnell nach oben staubfein werden, ja zum Teil oben unmerklich in die überlagernden Tone übergehen. Ein erheblicher Teil dieser Basaltaschen ist durch kohlen sauren Kalk (Calcit)²⁾ zu einem ganz ungewöhnlich festen, zähen Gestein (Zementstein) verkittet, an dem man die besten Hämmer zerschlagen kann, und sie weisen dann meist eine tiefschwarze Farbe (selten noch mit Anflügen der ursprünglich so auffallenden violetten Farbe!) auf. Sehr häufig tritt zusammen mit diesen Basaltaschen (die mikroskopisch durch die Führung von Splintern vulkanischen Glases, zerbrochener Plagioclase und Augite usw. gekennzeichnet sind!) ein sehr charakteristischer Faserkalk auf, der aus 0,5—2 cm starken Bänken von senkrecht stehenden Calcitfasern gebildet wird (Schwarzenbeck, Fehmarn, Breiholz in Holstein,³⁾ Rögge Klint, auf Fünen usw.).

In seiner Arbeit „Über das Vorkommen eines gemengten Diluviums und anstehenden Tertiärgebirges in den Dammer Bergen im Süden Oldenburgs“ (Abhandlungen des naturwissenschaftlichen Vereins zu Bremen, VII, 1882, S. 331 bis 332) beschreibt K. MARTIN aus der Ziegeleigrube von Steinfeld, nördlich von Damme, „braune, graue, graublau und schwarzblaue Tone, die mit festen Ton- und Mergelbänken sowie mit Faserkalk abwechseln; erstere enthalten einzelne kalkig tonige und mergelige Nieren, deren Größe bis zu 16 cm beträgt; sämtliche Schichten fallen unter 30—40° nach Nordwesten ein. Nach Aussage der Arbeiter befindet sich in einer Tiefe von 6—7 m ein festes Gestein, welches früher verhindert hat, tiefer in den Boden einzudringen. Es waren von demselben noch mehrere beträchtliche Stücke vorhanden, welche 1 Fuß und mehr im Durchmesser hielten; alle repräsentieren ein festes, mit Säuren lebhaft brausendes Mergelgestein, welches

²⁾ C. GAGEL, Über das Alter und die Lagerungsverhältnisse des Schwarzenbecker Tertiärs. Jahrb. d. Geol. Landesanstalt f. 1906. XXVII, S. 399 ff.

³⁾ C. GAGEL, Neuere Fortschritte in der geologischen Erforschung Schleswig-Holsteins. Schriften des naturwissenschaftlichen Vereins von Schleswig-Holstein, Bd. XV, Heft 2, S. 247.

sich nur mit Mühe mit dem Hammer bearbeiten ließ.“ Diese Angaben von K. MARTIN, welche von SCHÜTTE in der Heimatkunde von Oldenburg angeführt und bestätigt sind, erweckten in mir den lebhaften Verdacht, daß es sich dort bei diesem „mitteloligocänen Septarienton“ wohl auch um typisches Untereocän mit Basaltaschentuffen handeln würde, und diesen Verdacht fand ich bei einer Exkursion unter der liebenswürdigen Führung von Herrn Rektor SCHÜTTE auch glänzend bestätigt. In der Tat zeigte der (stark verfallene) Aufschluß unter 3—5 m Geschiebedecksand eine ziemlich steil aufgerichtete Schichtenfolge untereocäner, fast kalkfreier, grauer, braungrauer und blaugrauer Tone, in die mindestens acht Bänke der so unverkennbaren Basaltaschenschichten eingelagert sind. Die dickste dieser Bänke ist etwa 12 cm stark. Diese Basaltaschen sind zum Teil sehr rein, mit der charakteristischen blavioletten Farbe, zum Teil auch stark mit Ton verunreinigt. Teilweise sind sie noch ziemlich wenig verfestigt, zum Teil sind sie aber durch Calcit zu dem so erstaunlich harten, zähen Zementstein verkittet, und zwar hier nicht gleichmäßig bankförmig, sondern in unregelmäßigen Nieren und größeren Stücken. Zusammen mit diesen Basaltaschen und zum Teil zwischen ihnen (bzw. mit ihnen verzahnt) liegen einige Bänke oder vielmehr Schichtpakete von ganz dünnen Faserkalkbänkchen von je 3—10 mm Durchmesser, die zum Teil anostomosieren und durch dünne, unregelmäßige Tonfasern voneinander getrennt sind, im ganzen aber ein etwa 15—20 cm starkes, festes Schichtpaket bilden. Die stark gestörte Schichtenfolge zeigte eine frappante Ähnlichkeit mit den früheren schönen Aufschlüssen von Hemmoor und Basbeck-Osten. Der Aufschluß ist jetzt leider stark verfallen, da im Kriege nicht gearbeitet wurde; infolgedessen habe ich auch die von MARTIN beschriebenen schwarzblauen Tone und die „Septarien“, ebenso wie die Schwefelkieskonkretionen nicht beobachten können, auf Grund deren K. MARTIN nach dem Stand der damaligen Kenntnisse das ganze Vorkommen für Septarienton erklärte. Ich kann nur versichern, daß die Tone mit den Tonen, die 1905 in der Ziegeleigrube von Schwarzenbeck zu sehen waren und dort die fossilführenden Toneisensteinkonkretionen, Phosphorite, Aschentuffe und Faserkalke enthielten, die größte Ähnlichkeit haben, wenn auch hier in Steinfeld die Toneisensteine, „Septarien“ und Phosphorite jetzt nicht zu beobachten waren. Die vulkani-

schen Aschen sind hier aber offenbar nicht so ungestört und rein abgelagert wie in den nordhannoverschen und holsteinischen Aufschlüssen; neben ganz typischen und reinen Stücken von Aschentuff und Zementstein finden sich auch sehr mit Ton verunreinigte, umgelagerte Partien, in denen vor allem auch die sonst so regelmäßige Saigerung und Abstufung der Korngröße von unten nach oben nicht zu erkennen ist.

Da das ganze Vorkommen der tuffführenden Schichten in einer ganz unverkennbaren Endmoräne von schönster, höchst charakteristischer Ausbildung⁴⁾ in 65—70 m Meereshöhe, also 25—30 m über dem allgemeinen Niveau der Umgebung der Dammer Berge steckt, so ist anzunehmen, daß der Untereocänkomplex nicht nur steil aufgerichtet, sondern höchstwahrscheinlich überhaupt nicht eigentlich anstehend, sondern nur eine verschleppte, wurzellose Scholle großen Umfangs ist, wie es ja auch die übrigen in den nordhannoverschen und holsteinischen Aufschlüssen zu beobachtenden Untereocänvorkommen sind.

Eine Bohrung in Osterdamme ergab bis zu 145 m Tiefe Geschiebemergel und verschiedene Tertiärablagerungen (Braunkohlenschichten, miocäne Fossilien, Tone, Grünsande), die sehr stark mit nordischem Material durchsetzt und verknetet waren, und erst in 145,7 m Tiefe (rd. — 80 m NN) wurde die Oberkante des Senons — mergelige Grünsande — gefunden.⁵⁾ Wenn das nordische Material im Tertiär nicht durch Nachfall oder technische Unvollkommenheit des Bohrverfahrens so tief heruntergekommen ist, würde das ein neuer Beweis für die außerordentlich tief gehenden diluvialen Störungen und die Mächtigkeit des diluvialen und verschleppten tertiären Materials in den großen Endmoränen sein. Aber auch wenn das Tertiär in der Bohrung Osterdamme anstehend und nicht verschleppt und gestört ist, müßte das Alttertiär dort in etwa 120—147 m Tiefe, also bei rd. — 60 m NN liegen, rd. 120 m tiefer als im Aufschluß bei Steinfeld, und in der Bohrung Vechta findet sich die Oberkante der Kreide in 300 m Tiefe (rd. — 260 m NN), die charakteristischen Bänke des Untereocäns in etwa 237 m Tiefe, also rd. 300 m

⁴⁾ C. GAGEL, Über altdiluviale Endmoränen in Ostfriesland und Oldenburg. Mit Karte. Jahrb. d. Geol. Landesanstalt f. 1918.

⁵⁾ H. SCHÜTTE, Geologie der Heimat in der „Heimatkunde des Herzogtums Oldenburg“, S. 23.

tiefer als bei Steinfeld.⁶⁾ Dieselben Tone mit denselben harten, auffallenden Bänken sollen nach K. MARTIN auch weiter im Nordosten bei Wassenberg bei Ehrendorf vorhanden sein; ich habe sie dort leider nicht untersuchen können.

Was diesem Vorkommen aber noch eine ganz besondere Bedeutung verleiht, ist der Umstand, daß es über einen Grad südlicher und westlicher als die äußersten, bis jetzt bekannten tuffführenden Untereocäntone liegt und schon bis ziemlich dicht an die Kette des Wiehengebirges heranreicht. Daß es sich wirklich um Untereocän handelt, ist m. E. durch das Zusammenvorkommen der Aschenschichten und der ganz unverkennbaren Faserkalke, die beide in Norddeutschland bisher nur in dieser Schicht gefunden sind, auch ohne Fossilien erwiesen.

Sehr erfreulich wäre es, wenn bei wiederaufgenommenem Betrieb und Vertiefung des Aufschlusses, der jetzt zum erheblichen Teil unter Wasser steht, festgestellt werden könnte, ob die von MARTIN erwähnten Septarien, die ich jetzt nicht habe finden können, mit den phosphoritischen Toneisensteinen, den „lederbraunen Phosphoriten“ der sonstigen Untereocänaufschlüsse übereinstimmen, was ich nach meinen sonstigen Erfahrungen mit einem erheblichen Teil der uckermärkischen, mecklenburgischen und vorpommerschen „Septarientone“ für sehr wahrscheinlich halten möchte. Sollte das wirklich der Fall sein, so würde das den m. E. auch so schon schlüssigen Beweis von dem Alter dieser Tone und Aschenschichten noch vervollständigen.

Ganz zu fehlen scheint leider in diesen und den sonstigen von MARTIN und WEINGÄRTNER aus diesem Gebiet als „Septarienton“ angeführten Aufschlüssen das vielleicht am meisten charakteristische Gestein des nordwestdeutschen und dänischen Untereocäns, die hochroten, schmierigen Tone, die meiner Erfahrung nach immer etwas über den basaltascheführenden blauen und grauen Schichten zu liegen pflegen (Hemmoor, Breiholz usw.) bzw. die letzten dünnen Tuffbänkechen enthalten (Rögle Klint). Daß diese hochroten, so sehr schmierigen, colloidalen Tone ihrem Ursprung nach auf lateritische Zersetzungsprodukte eines tropischen Klimas (Palmenholzreste im Untereocän!) hindeuten, darauf habe ich bereits mehrfach mit ziemlicher

⁶⁾ REGINALD WEINGÄRTNER, Beiträge zur Geologie des Herzogtums Oldenburg. Diese Zeitschrift, 1918, S. 37.

Deutlichkeit hingewiesen. Nachdem ich inzwischen Gelegenheit gehabt habe, die hochroten Laterittone des terrestrischen Eocäns von Helmstedt kennen zu lernen, auf die HARBORT vor einiger Zeit die Aufmerksamkeit gelenkt hat,⁷⁾ ist es mir keinen Augenblick mehr zweifelhaft, daß dieses tatsächlich identische Bildungen — durch Laterit gefärbte colloidale Tone — sind, die in gleicher Weise in dem terrestrischen Eocän der Helmstedter Mulde wie in dem marinen nordwestdeutschen und dänischen Untereocän vorkommen. — Die Übereinstimmung geht bis ins kleinste, besonders bei den reinen, kalkfreien, nicht mit Foraminiferen oder sonstigen marinen Resten durchsetzten Tönen, die ja im baltisch-nordwestdeutschen Untereocän sehr vorwalten.

Auch für ein anderes, sehr charakteristisches Gestein des baltischen Untereocäns, die eigentümlich violetten Tone, lassen sich bei Helmstedt wenigstens in kleinen Schlieren und Einlagerungen Analogien finden, die sehr auffällig sind und ebenso unverkennbar wie die quarzitischen Knollensteine, die, gleicherweise wie im Helmstedter Eocän, auch bei Finkenwalde bei Stettin und hier in Verbindung mit Resten des marinen Eocäns vorkommen.⁸⁾

Ob die anderen von MARTIN und SCHÜTTE erwähnten tertiären Tone in den Dammer Bergen ebenfalls zum Untereocän gehören, kann ich aus Mangel an persönlicher Anschauung zum Teil nicht entscheiden (Wassenberger Ziegelei bei Ehrendorf, Wahlde bei Grapenhausen), zum Teil ist es sicher nicht der Fall (foraminiferenführender Ton mit unbestimmbaren Conchylienresten in der Handorfer Ziegelei südlich der Dersaburg, Miocän); ja, die a's Tertiär erwähnten Tone bei der Ziegelei Neuwalde sind überhaupt nicht einmal Tertiär, sondern typische glaciale Feinsandtone und Bändertone, ebenso wie die Tone in der Lehmgrube im Walde bei Bexadde.

Auch diese Vorkommen jüngerer Tone sind aber ebenfalls kuppenförmig aufgepreßte und zum Teil jedenfalls wurzellose, verschleppte Schollen innerhalb der End-

⁷⁾ Vgl. Blatt Süpplingen der geologischen Karte von Preußen, Lieferung 185 und HARBORT, Beiträge zur Geologie der Umgegend von Königslutter. Jahrb. d. Geol. Landesanst. f. 1913, I, S. 233.

⁸⁾ C. GAGEL, Neue Beobachtungen in den Kreidegruben von Finkenwalde bei Stettin über Untereocän, Paläocän und Inter-glacial. Diese Zeitschrift 1914. S. 505.

moränenbildungen der Dammer Berge, ebenso wie die von WEINGÄRTNER (a. a. O.) erwähnten Septarien- und sonstigen Tertiärtonen bei Vechta und Lohne, die auch alle sehr hoch über dem durch die Bohrungen von Vechta und Goldenstedt nachgewiesenen anstehenden Tertiär liegen.

An der Diskussion beteiligen sich die Herren POMPECKJ, MESTWERDT und der Vortragende.

Hierauf wird nach Verlesung des Protokolls die Sitzung geschlossen.

v.	w.	o.
POMPECKJ.	BELOWSKY.	OPPENHEIM.

Protokoll der Sitzung vom 4. Dezember 1918.

Vorsitzender: Herr KEILHACK.

Herr SCHNEIDER verliest das Resultat der Vorstandswahlen.

Es wurden abgegeben 156 gültige und 2 ungültige Stimmzettel.

Gewählt wurden als Vorstandsmitglieder:

Als Vorsitzender:

Herr KEILHACK mit 153 Stimmen.

Als stellvertr. Vorsitzende:

Die Herren: POMPECKJ	„	151	„
BELOWSKY	„	154	„

Als Schriftführer:

Die Herren: BÄRTLING	„	156	„
P. G. KRAUSE	„	155	„
OPPENHEIM	„	154	„
Graf MATUSCHKA	„	152	„

Als Schatzmeister:

Herr PICARD	„	155	„
-------------	---	-----	---

Als Archivar:

Herr SCHNEIDER	„	156	„
----------------	---	-----	---

Als Mitglieder des Beirats:

Die Herren: STEINMANN mit 155, JOH. WALTER mit 155, GÜRICH mit 155, RICH. BECK-Freiberg mit 154, MILCH mit 152, C. SCHMIDT - Basel mit 152 Stimmen.

Die Gesellschaft beklagt den Verlust ihrer langjährigen Mitglieder, der Herren:

Prof. VON DEM BORNE - Breslau,
Prof. Dr. HORNSTEIN - Kassel.

Die Gesellschaft erhebt sich zu Ehren der Verstorbenen.

Der Vorstand nimmt für den Sommer 1919, falls die Verhältnisse es gestatten sollten, eine allgemeine Versammlung in Aussicht. Herr ERDMANNSDÖRFER soll befragt werden, ob es nach Lage der Verhältnisse möglich sein wird, die schon für 1914 in Hannover geplante Versammlung dort stattfinden zu lassen.

Als erster Vortragender des Abends spricht Herr BEY-SCHLAG „Über die Tiefenbewegung des Wassers“.

An der Erörterung beteiligen sich die Herren BORNHARDT, ZIMMERMANN I, WOLFF, KÖHNE, SCHNEIDER und der Vortragende.

Herr FRITZ BEHREND spricht

Über die Entstehung der Inselberge und Steilstufen, besonders in Afrika. und die Erhaltung ihrer Formen.

A. Inselberge.

Aus vielen, weit von einander entlegenen Teilen der Erde sind uns durch die verschiedensten Forscher jene eigentümlichen Bergformen bekannt geworden, die wir als Inselberge zu bezeichnen gewohnt sind. Zuweilen treten sie nur vereinzelt in den sie umgebenden Festebenen auf, häufig aber setzen sie zu vielen Hunderten und Tausenden nebeneinander mit oft abenteuerlichen Formen die namentlich aus Afrika oft beschriebenen Inselberglandschaften zusammen.

Die Gebiete, aus denen sie bisher erwähnt werden, gehören größtenteils den Tropen und Subtropen an, und nur diese sollen hier näher besprochen werden. Hier besitzen diese im allgemeinen heute ein mehr oder weniger stark ausgeprägtes subarides, zum Teil sogar arides Klima;

ein Zeichen, daß dieses Klima, wenn nicht ihrer Entstehung, so doch zum mindesten der Erhaltung ihrer Formen äußerst günstig ist.

Über die Entstehung der Inselberge in den Tropen und Subtropen sind die verschiedensten Ansichten geäußert worden, die aber leider nicht immer auf sorgfältigen eigenen Untersuchungen im Felde fußten, und die zuweilen einander recht widersprechende Ansichten zutage förderten.

Von den vielen Forschern, die das Inselbergproblem eingehender behandelt haben, seien hier nur BORNHARDT¹⁾, FALCONER²⁾, HASSERT³⁾, JAEGER⁴⁾, E. O. MEYER⁵⁾, PASSARGE⁶⁾, H. v. STAFF⁷⁾ genannt, deren Ausführungen über diesen Gegenstand an den angegebenen Orten nachgelesen werden mögen.

Wir wollen hier nicht die Ansichten der einzelnen Autoren ausführlich behandeln, sondern nur erwähnen, daß es wohl nicht in jedem Fall möglich ist, ausgesprochene und regional verbreitete Typen zu unterscheiden, wie es seinerzeit PASSARGE versucht hat.

Inselberge können ihre Entstehung zweifellos den verschiedensten Umständen verdanken; und es ist sicher möglich, daß benachbarte Berge desselben Gebiets verschiedener Entstehung sein können, ja an einem einzelnen Berge können sogar die verschiedensten Kräfte gleichzeitig oder nacheinander ihr Spiel treiben, so daß vielleicht schließlich die Spuren der ersten erzeugenden Kraft ganz verwischt werden.

Sehr häufig begleiten die Inselberge in mehr oder weniger breitem Bande die Steilränder von Hochländern, zu denen sie einst gehörten.

Es ist heute im allgemeinen anerkannt, daß sie zum allergrößten Teil ihren Ursprung den verschiedenen Formen der Erosion verdanken, neben der auch zuweilen

1) Zur Oberflächengestaltung und Geologie Deutsch-Ostafrikas, 1900.

2) *Geology and Geography of Northern Nigeria*, London 1911.

3) *Mitt. a. d. D. Schutzgeb. Erg.-H.* 13, 1917.

4) ebenda; *Erg.-H.* 4 und 8, 1911 und 1913.

5) *N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd.* 38, 1915, S. 805—881, und *PETERM. Mitt.* 1912, April.

6) *Naturw. Wochenschr.* 1905, und *Ztschr. d. Deutsch. Geol. Ges.*, 1904, Monatsber. S. 193.

7) Diese Zeitschrift 1912, Monatsber. S. 212—214 und *Archiv f. Biontologie*, 1914, Bd. 3, Heft 3.

tektonische Ursachen auf ihre Anlage bestimmend gewirkt haben können:

In vielen Fällen kann die so oft zu beobachtende ungleichmäßige Verteilung der erodierenden Kräfte die erste und damit meist bestimmende Anlage der Kämmen und späteren Inselberge bewirken, so daß sich ihr Material in nichts von seiner Umgebung unterscheidet.

Häufig wird die Erosion zunächst Härtinge, also z. B. Gänge und stark verquarzte Partien aus weicherer Umgebung herauspräparieren. Harte Partien im Hangenden, also z. B. harte Teile erodierter Effusivdecken, können das Liegende schützen.

Die Beobachtungen E. O. MEYERS in Ugogo zeigen, daß in vielen Fällen die Erosion der Gesteinsklüftung folgt; ebenso kann sie natürlich auch vorhandene Störungen, längs denen die Gesteine stärker zerklüftet und gelockert sind, als erste Angriffsflächen benutzen. Auch in tektonisch stark beeinflussten Gebieten stehengebliebene oder emporgequetschte Horste können als Inselberge herausmodelliert werden.

Allen sich bietenden Angriffsflächen folgt zunächst die mechanische und chemische Verwitterung. Die dem ariden Klima eigentümlichen, oft recht großen Temperaturunterschiede zwischen Tag und Nacht bewirken eine Lockerung des Gesteinsgefüges längs der Klüfte und ein Abstürzen der äußeren Wände, ein Vorgang, der in großem Maßstabe in der Wandverwitterung, in kleinerem beim Abplatzen einzelner Schalen in der Abschuppung (Desquamation) seine Wirkung zeigt; letztere ist es, die bei einem großen Teil der Inselberge, nämlich besonders den aus Eruptivgesteinen und alten metamorphosierten Sedimenten formerhaltend wirkt.

Die Wandverwitterung ist am klarsten an Gesteinen mit gut ausgebildeter, senkrechter Klüftung, z. B. an den Rändern der großen, mehr oder weniger flachliegenden Sedimenttafeln vieler afrikanischer Hochländer zu beobachten, in deren näherem Vorland meist eine größere Anzahl vorzüglich ausgebildeter Tafelberge mit ebenso steilen Wänden wie die des geschlossenen Hauptplateaus auftritt; je weiter von der Hauptplatte entfernt, um so kleiner wird die Gipffläche dieser Inselberge, bis schließlich an der äußeren Inselbergzone spitzkonische Berge und Hügel auftreten, die von ferne nicht mehr ohne weiteres

ihren Sedimentcharakter erkennen lassen. Gleiches findet man oft in der Umgebung der von der Hauptplatte bereits abgetrennten großen Tafelberge.

Sehr schön sind diese Erscheinungen namentlich an den ausgedehnten Sandsteintafeln der Kundelungu- und der Lubilasch-Schichten des Kongobeckens und den Tanganyika-Sandsteinen in Deutsch-Ostafrika zu beobachten.

Diese Beispiele lassen sich allein in Afrika ins Ungemessene vermehren.

Überall ist die letzte Ursache der Wandverwitterung in der meist recht gut ausgebildeten Klüftung dieser Gesteine zu suchen. Da Härtlinge in ihnen im allgemeinen nicht vorhanden sind, so kann hier lediglich ungleichmäßige Verteilung der Erosion für die Abschnürung der Inselberge in Frage kommen.

Weniger schroff abgeschnitten als die Steilränder der flachliegenden Sedimenttafeln, wenn auch oft noch recht steil und nicht weniger scharf ins Auge fallend, pflegen die Steilstufen in Eruptivgesteinen und stark gestörten und veränderten Sedimenten zu sein. Steilränder treten auch hier, wenn auch nicht ganz so häufig, wie bei den flachliegenden Sedimenten, so doch in großer Anzahl auf. Da sie meist aus einem Material bestehen, das der Verwitterung und Erosion stärkeren und längeren Widerstand entgegengesetzt, so sind ihre Ränder meist nicht einheitlich scharf abgesetzt, obwohl sie aus einiger Entfernung oft einen durchaus geschlossenen Eindruck machen, sondern sie sind oft bereits in einzelne Ketten, Grate und Gipfel zersägt, und erst eine kürzere oder längere Strecke landeinwärts findet man die geschlossene einheitliche Hochfläche, wieder.

Die Folge ist, daß auch die sich von ihnen abschnürenden Inselberge nicht mehr den Charakter der ehemaligen Hochfläche, also ein Tafelbergprofil zu zeigen pflegen, sondern gezackte, zerrissene, unregelmäßige Formen von oft abenteuerlichem Aussehen.

Bedingend für alle diese Vorgänge der Verwitterung und Erosion ist in diesen Gebieten nach unseren bisherigen Kenntnissen ein arides bis subarides Steppenklima mit längerer, anhaltender Trockenzeit mit wolkenlosem Himmel, starker Sonnenbestrahlung bei Tage, wesentlicher Abkühlung bei Nacht und daraus folgenden Stürmen; und eine kürzere oder längere Regenzeit mit kräftig und plötzlich einsetzenden Gewitterregen.

Während der Trockenzeit wirkt meist vorzugsweise die mechanische Verwitterung durch die täglichen Temperaturunterschiede auflockernd, eine Tätigkeit, die noch dadurch erhöht wird, daß vielfach die schützende Pflanzendecke durch die Trockenheit zerstört, oft auch noch durch künstlich erzeugte Steppenbrände vernichtet wird; namentlich die ersten starken Gewitterregen beim Beginn der Regenzeit, die noch nicht die später schützende Pflanzendecke vorfinden, wirken dann am stärksten erodierend, in geringem Maße auch die Stürme der Trockenzeit; der in der Regenzeit aufkommende Pflanzenwuchs wirkt dagegen zunächst an geeigneten Stellen schützend gegen weitere starke Erosion, lockert aber den Boden weiterhin mechanisch und chemisch auf und bereitet ihn auch so für die Erosion der beginnenden nächsten Regenzeit vor.

Würden nun die in der Regenzeit niedergehenden Wassermassen nicht kräftig genug sein, die sich von den Berghängen loslösenden Gesteinsmassen fortzuschaffen, so würden sich an deren Rändern allmählich riesige Schuttkegel anhäufen, die schließlich die Steilwände verhüllen und vor weiterer Zerstörung schützen würden.

Da aber die starken Wolkenbrüche der Regenzeit eine außerordentlich starke transportierende Wirkung haben, so werden die Verwitterungsprodukte in ausgedehntem Maße weithin verfrachtet, und da die von den Gebirgen niedergehenden Wassermassen sich oft in der Tiefebene kein dauerndes Bett graben, sondern bei ihrem plötzlichen Auftreten die Ebene flächenhaft überschwemmen, so werden die von ihnen mitgerissenen Schuttmassen auch flächenhaft verteilt, die Wolkenbrüche bewirken Flächenspülung, wie dies Verfasser zuletzt im Jahre 1917 im Stromgebiet des oberen Euphrat in der Gegend von Palu und 1909 in der Ussangustepe in Deutsch-Ostafrika beobachten konnte.

Auf diese Weise bleiben die Hänge ziemlich schutfrei und sind der Zerstörung weiterhin zugänglich; die sich an ihren Füßen ansammelnden Schuttkegel pflegen nicht mehr als die untere Hälfte oder höchstens zwei Drittel der Hänge zu beschützen und sind überdies selbst meist stark von Regenrinnen durchsetzt, also der Erosion unterworfen.

Der horizontale Charakter der Tiefebene bleibt durch die Flächenspülung erhalten, nur wird sie in jedem Jahre durch die neu hinzukommenden Gesteins- und Sandmassen etwas erhöht.

Durch diese allmähliche Aufschüttung können allmählich in der Bildung begriffene Inselberge, die noch durch niedrige Käme und Grate mit dem geschlossenen Steilrände zusammenhängen, in solcher Höhe von den verfrachteten Verwitterungsmassen umschüttet werden, daß ihre Verbindung mit der Steilstufe vollkommen verdeckt wird und sie nunmehr als abgeschlossene Inselberge aus der Ebene aufragen.

E. O. MEYER beschrieb solche Typen aus Ugogo und nannte sie „umschüttete Berge“. (Ugogo S. 834.)

Wir sehen also nach den bisherigen Ausführungen, daß die verschiedenen Arten der Verwitterung mit der Erosion des Wassers in den subariden Gebieten Hand in Hand an der Herausbildung der Inselberge und der Erhaltung ihrer Form, letzten Endes aber auch an ihrer Vernichtung arbeiten: dagegen scheint die von PASSARGE als Hauptagens angesehene Deflation und Winderosion eines von ihm angenommenen vortertiären Wüstenklimas nach unseren bisherigen Erfahrungen, wenn überhaupt, so doch in vielen Gebieten nur eine untergeordnete Rolle zu spielen, ja in einer ganzen Anzahl von Fällen überhaupt nicht in Frage zu kommen.

Da das heutige Klima der Inselberggebiete der Erhaltung dieser eigenartigen Bergformen günstig ist, wie von allen Forschern zugegeben werden muß, so ist es auch eigentlich selbstverständlich, daß es ebenso die Herausbildung und Ablösung neuer Inselberge aus den Steilstufen an geeigneten Stellen bewirken wird, und je ausgesprochener subarid das Klima ist, um so günstiger wird es sein.

Werden aus irgendeinem Grunde die Steilhänge so abgeböschet, daß zunächst eine spärliche, sich später aber ausbreitende Vegetation ansiedeln kann, so wird dadurch der Prozeß zeitweilig oder dauernd verzögert oder umgeformt, wie dies bereits GULLEMAIN⁵⁾ ausgeführt hat.

Seit wie langen Zeiten in Afrika ein derartiges subarides Klima — vielleicht mit Unterbrechungen und vielleicht zeitweilig nach einer oder der anderen Richtung verändert — herrscht, zeigen bekanntlich die einst von Kreideschichten verhüllten und jetzt durch Erosion wieder freigelegten Inselberge des südlichen Küstenlandes von Deutsch-Ostafrika, und sie sind voraussichtlich nicht die ältesten.

⁵⁾ PETERM. Mitt., 1914, Bd. 60, 2. S. 131.

B. Steilstufen.

In gleicher Weise wie an den Inselbergen, nur in mancher Beziehung, in verstärktem Maße, wirken Verwitterung und Erosion an den großen Steilstufen. Ebenso wie der Inselberg, so wird auch die Oberfläche der durch Steilstufen begrenzten Hochländer langsam, aber ständig und ohne Aufenthalt verkleinert. Die Steilränder rücken gegen das Innere der Hochflächen vor mit einer Schnelligkeit, die durch die Widerstandsfähigkeit des angegriffenen Gesteins gegenüber den mannigfaltigen Einflüssen der Verwitterung, der Erosion sowie durch die besonderen jeweiligen klimatischen Bedingungen des betreffenden Gebiets bedingt ist.

Bei diesem Zurückweichen lassen sie natürlich aus den verschiedenen oben angedeuteten Gründen in ihrem Vorlande eine Anzahl von größeren und kleineren Inselbergen zurück, die schließlich nach gänzlicher Auflösung des einstigen Hochlandes als letzter Rest übrig bleiben werden.

Der größte Teil der Inselberge, deren gewaltigste wir als Inselgebirge bezeichnen, wie z. B. Bura, Ndara, Pare, Usambara, Uluguru usw., längs der Ostküste Afrikas, behält ebenso wie die Steilstufen schroffe und z. T. kahle Wände, solange die Gesteinsmasse hoch genug über den Verwitterungsschutt emporragt, um der Verwitterung und Erosion genügende Angriffsflächen zu bieten.

Auch bei den Inselgebirgen, bei Uluguru, Usambara, Pare usw., diesen letzten großen zusammenhängenden Resten einer alten Hochfläche beobachten wir ebenso wie an den Steilstufen Inselberge in allen Stadien der Abschnürung und oft gewaltig großartige kahle Steilabstürze, die großenteils zum mindesten in ihrer heutigen Form nichts anderes als Ergebnisse der Verwitterung sind.

Wenn wir heute an manchen Steilhängen ausgedehnte Harnischbildungen beobachten, so ist damit nicht gesagt, daß diese zutage liegende Störung unmittelbar zur Bildung des Steilhanges Veranlassung gegeben haben, wenn dies auch sehr wohl vorkommt. In vielen Fällen ist es direkt nachzuweisen, daß die die Steilstufe ursprünglich bedingende Störung bereits oberflächlich der Verwitterung anheimgefallen und unter Verwitterungsschutt begraben ist. Ebenso ist es möglich, daß an einem ursprünglich nur durch Erosion bedingten Steilhang infolge

von Wandverwitterung Harnischflächen einer im früheren Landschaftsbild nicht hervortretenden Störung freigelegt werden.

Wenn wir nun nach den Gründen suchen, die den ersten Anlaß zur Steilstufenbildung geben, so finden wir als ersten und zweifellos sehr häufigen wieder die Erosion.

In einem Klima, das die Wandverwitterung begünstigt, schneidet ein Wasserlauf oft, besonders in flachliegenden Sedimenten, ein tiefes Bett mit senkrechten Wänden, einen Cañon, ein, und wenn er durch die Sedimente hindurch ist, auch in eine etwa vorhandene kristalline Unterlage. Im Laufe der Zeiten weichen die Wände durch die Wandverwitterung des subariden Klimas zurück, das Tal wird breiter, der Verwitterungsschutt wird allmählich fortgespült, und schließlich kann auch eine zwischen zwei Wasserläufen vorhandene Scheide beseitigt und eingeebnet werden. Wir erhalten so breite Täler, die dem Neuling als „viel zu breit für die in ihnen enthaltenen Wasserläufe“ erscheinen. Zu ihrer Erklärung wird dann die Pluvialzeit oder gar tektonische Kräfte zu Hilfe genommen, namentlich wenn sich noch gar in der Nähe warme Quellen finden, deren Ursprung man oft auch ungezwungen anders als auf tektonischem Wege deuten kann.

Ähnlich wie die flachliegenden, können sich auch gestörte und gefaltete Sedimente, auch Eruptivgesteine verhalten, sobald sie genügend scharf ausgebildete Kluftsysteme enthalten.

So ist es z. B. zweifelhaft, ob der von CORNET⁹⁾ als „Upemba-Graben“ bezeichnete Abschnitt des Lualaba-Kongotales, den auch Verfasser seinerzeit unter dem Eindruck der CORNETSchen Schriften für einen Graben anzusehen geneigt war, wirklich ein Graben ist oder ein echtes Erosionstal, das nur einige kleinere örtliche Störungslinien, wie sie Verfasser¹⁰⁾ am Ostrand des Grabens fand, bloßgelegt hat. Für diese letztere Auffassung scheinen die vielfach im Graben aufgefundenen, sehr mächtigen Konglomerate zu sprechen, die vielleicht dem Lubilash-System angehören, also wohl der oberen Trias, und die im Lualaba-Tal in großer Mächtigkeit entwickelt sind, während sie auf den anschließenden ehemaligen Hochflächen, auf die sie transgredieren, im Verhältnis dazu nur sehr gering-

⁹⁾ Ann. Soc. géol. Belg., 1904/05, Bd. 32, Mém. S. 205—234.

¹⁰⁾ Beiträge z. geol. Erf. d. D. Schutzgeb., Heft 9, 1914.

mächtig sind. Solange nicht die Störungslinien gefunden sind und dadurch erwiesen würde, daß es sich hier um einen alten, von obertriadischen Sedimenten ausgefüllten Graben handelt, ist es ebenso gut möglich, hier nur von einem Erosionstal zu sprechen.

Ebenso dürfte es sich bei der von CORNET als „faille de la chute de Wolff“¹¹⁾ beschriebenen Linie ziemlich sicher um eine falsch gedeutete Erosionslinie handeln, die vielleicht ihre Entstehung Wasserläufen verdankt.

Gerade in diesen, vielleicht seit Urzeiten nicht mehr vom Meere überdeckten Teilen Afrikas¹²⁾ haben wir mit sehr langen Erosionszeiten zu rechnen.

Eine weitere Ursache der Bildung von Steilstufen kann die Erosion des Meeres an geeigneten Küsten sein, eine Tatsache, die in vielen Gebieten Südafrikas von den südafrikanischen Geologen, namentlich ROGERS, DU TOIT und SCHWARZ festgelegt worden ist; viele früher als typische Brüche angesehene Steinstufen sind von ihnen als Erosionsränder nachgewiesen worden; als einer der bedeutendsten mag hier nur der Osthang des Drakensberges erwähnt werden, dessen Aufbau PENCK¹³⁾ zusammenfassend sehr anschaulich beschrieb, und der früher als typischer Bruchrand, der bekannte „Quathlamba-Bruch“, angesehen wurde.

Sodann kann die Bildung von Steilstufen auch durch tektonische Bewegungen¹⁴⁾ eingeleitet werden; unter Umständen mag an geeigneten Stellen vielleicht zunächst ein Absinken einer Scholle und Entstehung einer Steilwand von nur einigen Metern genügen, um an einem ursprünglich verhältnismäßig sanft abgedachten Hang im Laufe der Zeiten einen Steilhang hervorzurufen.

Die bisherigen Forschungen in den sogenannten Ostafrikanischen Gräben und Bruchzonen haben es bisher unbestimmt gelassen, ob wir uns das Absinken der Schollen als ein plötzliches oder allmähliches oder ruckweises vorstellen sollen; im letzteren Fall, wenn man ein mehrmals unterbrochenes Absinken um Teilbeträge der Gesamthöhe annehmen würde, die zeitlich von einander wesentlich

¹¹⁾ Ann. Soc. géol. Belg., Bd. 34, 1907, Mém. S. 149—156.

¹²⁾ Ob die Lualaba-Schichten mariner Entstehung sind, wie HENNIG annehmen möchte, oder Bildungen eines brackischen oder salzigen Binnensees, ist noch unentschieden.

¹³⁾ Sitzungsber. d. Preuß. Akad. d. Wiss., 1908, 1, S. 230—258.

¹⁴⁾ Ich habe die Erosion hier vorangestellt, weil ihre Wirkung von manchen Seiten bei weitem unterschätzt wurde.

abweichen würden, d. h. ein mehrmaliges Wiederaufleben der tektonischen Tätigkeit auf der gleichen Linie, so könnte man sich vorstellen, daß die den jedesmal neu geschaffenen Steilhang von neuem in Angriff nehmende Erosion und Verwitterung auf diese Weise Stufen schaffen wird, die jemand, der nicht eingehend zu beobachten Gelegenheit hat, für Staffelbrüche ansieht; in Wirklichkeit würden die einzelnen Stufen weiter nichts bedeuten, als die Zeitunterschiede, um die die Verwitterung und Erosion an dem höher gelegenen Teil derselben Steilstufe länger arbeiten, als an dem nächst tieferen, der den Atmosphären um einen bestimmten Zeitabschnitt später ausgesetzt wurde. Dies ist denkbar und sollte in der Natur nachgeprüft werden; und zwar nicht nur vom tektonischen Gesichtspunkt aus, sondern es ist z. B. auch denkbar, daß die Erosion durch mehrfache Tieferlegung der Erosionsbasis derartige Stufen zu schaffen imstande ist.

Überhaupt stehen unsere Kenntnisse von den großen Brüchen Ostafrikas doch vielfach noch auf recht schwachen Füßen.

Für einen Teil der das Küstenland abschließenden Steilstufe ist durch die Beobachtungen von BORNHARDT,¹⁵⁾ DANTZ¹⁶⁾, HENNIG¹⁷⁾ u. a. eine tektonische Anlage wahrscheinlich gemacht, zum Teil sicher nachgewiesen.

Auch der Nyassa-Graben und seine südliche Fortsetzung, der Shire- und der Urema-Graben, sind namentlich durch die Untersuchungen von BORNHARDT,¹⁸⁾ ANDREW und BAILEY,¹⁹⁾ THIELE und WILSON²⁰⁾ als tektonischer Entstehung sichergestellt.

Im Gebiet des Tanganyika-Grabens gelang es dem Verfasser,²¹⁾ an mehreren Stellen Bruchzonen, zum Teil Staffelbrüche, nachzuweisen.

Gerade an der ostafrikanischen Bruchstufe hingegen, die durch zahlreiche Reisende scheinbar am besten erforscht sein müßten, fehlen bisher alle untrüglichen Beweise. Die

¹⁵⁾ Zur Oberflächengestaltung und Geologie Deutsch-Ostafrikas. S. 215, 307, 341, 380, 417.

¹⁶⁾ Mitt. a. d. D. Schutzgeb., 1902, S. 47.

¹⁷⁾ Diese Zeitschrift, 1912, Monatsber., S. 257/60; Archiv für Biontologie 1914, Bd. 3, S. 53—72.

¹⁸⁾ a. a. O. z. B. S. 192.

¹⁹⁾ Quart. Journ. Geol. Soc. 1910, Bd. 66, S. 189—252.

²⁰⁾ Geogr. Journ. 1915, Bd. 45, S. 16—45, Bd. 46, S. 276—286.

²¹⁾ Beitr. z. Geol. Erf. d. D. Schutzgeb. 1914, Heft 9.

von UHLIG²²⁾ beschriebene Überschiebung an der Sonyostufe wird von anderer Seite angezweifelt.

Die von KOHLSCHÜTTER²³⁾ beobachtete Vernichtung der Osthälfte des Vulkans Sambu, die er durch Versenkung mit der abgesunkenen Ostscholle der Bruchstufe erklärte, kann ebensogut mangels stichhaltigen Beweises ihrer tektonischen Ursache als Werk der Wandverwitterung gedeutet werden, während man den von JAEGER²⁴⁾ beobachteten bogenförmigen Vorsprung, den die „Bruchstufe“ im Hochland der Riesenkrater bildet, ebensogut für einen der Erosion mehr als seine Umgebung Widerstand leistenden Härtling ansehen kann.

Das von E. O. MEYER²⁵⁾ beschriebene Vorkommen einiger, anscheinend von einer Verwerfung durchschnittener Inselberge am Rande der Steilstufe ist vielleicht tektonischen Ursprungs, kann aber auch anders gedeutet werden; unzweideutige Beweise liegen leider auch hier nicht vor.

Man kann vielen Reisenden, die die Erforschung der ostafrikanischen Bruchstufe in den letzten beiden Jahrzehnten zu ihrer Aufgabe gemacht haben, leider den Vorwurf nicht ersparen, daß sie die von SUSS aufgestellte Theorie der ostafrikanischen Brüche als unumstößliche Tatsache zum Teil kritiklos angenommen haben; jedenfalls dürfte kaum einer von ihnen das eine Hauptziel dieser Forschungen, die Festlegung der Störungslinien, auf denen die angenommenen hypothetischen gewaltigen Bewegungen der Erdrinde vor sich gingen, erreicht haben.

Obwohl die Beobachtung gezeigt hat, daß die heutigen Steilränder zum großen Teil reine Erosionsränder darstellen, die seit bisher unbekanntem Zeiten dem Spiel der Atmosphäre ausgesetzt sind, hat man sie doch stets ohne Prüfung als die Störungslinien selbst angesehen und auf der Karte an ihren Fuß eine Verwerfung gelegt.

Wenn dann gar E. O. MEYER (a. a. O., S. 807), der Einzelheiten der Verwitterung so gut beobachtete, schreibt: „Auch habe ich jede Gelegenheit benutzt, den Verlauf der Stufe von Inselbergen der Nachbarscholle aus festzulegen, so daß auch ein Marsch längs der tektonischen Linie selber kaum wesentliche Korrekturen meiner Ergebnisse bringen

²²⁾ Geogr. Ztschr. 1907, Bd. 13.

²³⁾ Verhandl. d. 13. D. Geogr. Tages; Breslau 1901, 149.

²⁴⁾ Mitt. a. d. D. Schutzgeb., Erg.-Heft 4 und 8.

²⁵⁾ N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. 38, 1915, S. 823.

würfte“, so kann das eine Verkenennung des Zusammenhangs zwischen Steilstufen und Inselbergen bedeuten.

Ferner: Nicht die Brüche folgen, wie MEYER glaubt, den Klüften des Granits, über deren Vorhandensein oder Nichtvorhandensein in größeren Teufen wir bisher nicht genügend unterrichtet sind, wohl aber folgt ihnen die Verwitterung und die Erosion; und von diesem Gesichtspunkt aus bleiben E. O. MEYERS Beobachtungen wertvoll.

Außer dem „einen exakten geologischen Beweis“ für das Vorhandensein einer Verwerfung, „daß die höhere Scholle in der tieferen ihre Fortsetzung finde“, die nach E. O. MEYER (a. a. O., S. 822) nur zu erbringen ist, „wenn die Verwerfung mehrere Schichten durchschneidet“, gibt allerdings noch einige, als da sind: die Beobachtung von Gang-Brekzienzonen, Gleitflächen mit Schrammungen und Harnischbildungen und ähnliche, in Störungsgebieten bekannten tektonische Erscheinungen.

Daß die von E. O. MEYER auf S. 822 gegebene Zahlentabelle seiner eigenen und der von JÄGER angestellten Beobachtungen zwar sehr interessante Daten über die absolute und relative Höhe der Steilstufe gibt, aber keinen Beweis für ihre tektonische Entstehung, braucht nicht weiter betont zu werden.

Im ganzen kann man sagen, daß es MEYER ebenso wenig wie seinen Vorgängern gelungen ist, sichere positive Beweise für seine Ansichten vorzubringen, und daß mindestens ein guter Teil der vielen „Bruchstufen“, die OBST, HASSERT u. a. entdeckt haben, reine Erosionsgebilde sind, ebenso wie ein Teil der „Brüche“ von Ugogo.

Eigentümlich berührt auch die zuweilen in Hinsicht auf die afrikanischen Gräben stillschweigend vertretene Ansicht, bei ihnen sei eine Scholle glatt in die Tiefe gegangen und bilde den ebenen Boden des Troges, wie sie auf der schematischen Profiltafel 44 E. O. MEYERS zum Ausdruck kommt.

Es ist aber doch zweifellos, daß wir es auch hier stets mit langen, relativ schmalen Systemen von beiderseits staffelförmig angeordneten Grabenbrüchen zu tun haben, von denen ein Teil durch Flächenspülung mit Hilfe des Verwitterungsschutts zu Fastebenen eingeebnet ist, während ein anderer Teil dieser Gräben ganz oder teilweise von Wasser erfüllt ist. Über den Aufbau ihres Untergrundes wissen wir bisher fast nichts.

Wenn man z. B. den Rheintalgraben betrachtet und sieht, wie kompliziert sein in mancher Beziehung noch ungeklärter Aufbau ist, so berührt es eigentümlich, wenn man sieht, wie einfach sich manche Leute den Aufbau der afrikanischen Gräben und Bruchstufen vorstellen.

Nicht einmal die jungen, gewöhnlich als „Deckschichten“ bezeichneten Sande, Lehme, Tone usw. der Steppen sind auf ihre Entstehung hin genügend erforscht und die tieferen Teile dieser oft sehr mächtigen Ablagerungen, mit Ausnahme einiger Küstenstriche durch KOERT und TORNAU²⁶⁾ so gut wie gar nicht bekannt. Und doch könnten gerade sie vielleicht mit berufen sein, Licht über die bisher dunkle Entstehungsgeschichte und namentlich auch das Alter vieler heute ungeklärter und falsch gedeuteter Erscheinungen zu verbreiten.

Im übrigen hat ein großer Teil jener Forscher, unter denen sich allerdings nicht viel geschulte Geologen befanden, nicht daran gedacht, daß zwar die exakte Geologie eine wesentliche Grundlage und sichere Stütze der Geomorphologie abgeben kann, aber nicht umgekehrt eine morphologische Beobachtung ohne stichhaltige Kritik als Grundlage für weittragende geologische Folgerungen benutzt werden kann. Es ist längst bekannt, daß einander sehr ähnliche Oberflächenformen durch ganz verschiedene Ursachen hervorgerufen werden können.

Es entspricht nicht den Zielen exakter geologischer Forschung, Inselgebirge wie Usambara, Pare, Uluguru nur deshalb als Horste zu bezeichnen, weil sie von Steilabstürzen begrenzt sind, Täler mit dem Namen „Gräben“ zu belegen, weil sie von breiten, geradlinigen Steilhängen begrenzt sind, und Hoch- und Tiefländer mit ähnlichen Begrenzungen kühn als „Hoch- und Tiefschollen“ zu bezeichnen und gar aus solchen unbewiesenen Behauptungen eine phantasievolle Bewegung der einzelnen Teile der Erdkruste zu konstruieren, wenn man keine tektonischen Beweise hat und die Möglichkeit offenlassen muß, daß all diese Dinge Gebilde der Erosion sein können.

Wenn man, um mit HASSERT zu reden, irgend eine Ebene als ein Senkungsfeld auffaßt, so ist dieser oder jener inselartige Berg in ihr ein stehengebliebener Horst. So

²⁶⁾ Abhandl. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., Neue Folge, Heft 63.

ungefähr würde die Verallgemeinerung eines HASEBERTSchen Gedankens lauten.²⁷⁾

Was für einen Zweck verfolgt eine derartig merkwürdige Beweisführung?

Es wäre wirklich an der Zeit, derartige Auswüchse sophistischer Arbeitsmethoden, die natürlich gründliche geologische Vorbildung unnötig machen, zu verlassen und zur exakten und kritischen geologischen Forschung zurückzukehren, alle Dinge ohne Voreingenommenheit zu prüfen und Behauptungen erst dann aufzustellen, wenn genügende Unterlagen vorhanden sind.

Ein näheres Eingehen auf die oben berührten Erscheinungen, namentlich auf die Gräben und Bruchzonen und ihre Beziehungen zu jungvulkanischen Gesteinen möchte ich einer späteren Arbeit vorbehalten und meine oben kurz ausgeführten Betrachtungen noch einmal kurz zusammenfassen:

Die Steilstufen und Inselberge der subariden Gebiete sind im allgemeinen in ihrer heutigen Form reine Gebilde der Erosion; ihre erste Anlage hingegen kann durch verschiedene Ursachen bedingt sein, nämlich vorwiegend Erosion, daneben tektonische Vorgänge.

In der großen Mehrzahl der Fälle sind Inselberge und Inselgebirge abgetrennte Reste einstiger ausgedehnter, durch Steilstufen begrenzter Fastebenen, die sich bis über die Gipfelregion der Inselberge erhoben.

Ist die Anlage einer Steilstufe ursprünglich auf tektonische Vorgänge zurückzuführen, so muß wohl meist die Störungszone nicht unbedingt am heutigen Fuß der Steilstufe, sondern zum Teil im Vorland, häufig sogar jenseits der der Steilstufe vorgelagerten Inselbergzone gesucht werden.

Ein großer Teil der bisher aus morphologischen Gründen als tektonisch angelegt angesehenen Steilstufen dürften sich bei exakter Forschung als reine Erosionsformen erweisen.

An der Erörterung beteiligen sich Herr WERTH und der Vortragende.

²⁷⁾ Mitt. a. d. D. Schutzgeb., Erg.-Heft 13, 1917, S. 76, rechte Spalte, letzter Satz des ersten Absatzes: „Vielleicht ist auch der inselartige Gebirgsstock des Nkogam ein stehengebliebener Horst, wenn man die Nunebne, aus der er sich erhebt, als ein Senkungsfeld auffaßt.“

Herr GAGEL spricht

**Über ein phosphoritführendes untercambrisches Diluvial-
geschiebe vom Brothener Ufer.**

Bei meinen Kartierungsarbeiten in Holstein habe ich vor Jahren am Brothener Ufer bei Travemünde im Oberen Geschiebemergel einen ziemlich großen Block feinkörnigen, glauconitischen Sandsteins gefunden, der schon äußerlich durch die Führung zahlreicher kleiner Phosphoritknollen, bis zu etwa Haselnußgröße, auffiel und dadurch einen konglomeratischen Habitus aufwies, beim Zerschlagen sich als ein ziemlich gut und dünn geschieferter quarzitischer Sandstein erwies, auf dessen grünlichen Schichtflächen zum Teil recht zahlreiche Exemplare eines kleinen, hornschaligen Brachiopoden sich zeigten, die bei näherer Untersuchung sich als die untercambrische Art *Discinella Holsti* MOBERG herausstellten.

Nach einer freundlichen Mitteilung von Herrn GOTTSCHÉ, dem ich seinerzeit ein Stück des Geschiebes zusandte, stimmt es im allgemeinen Habitus und in der Brachiopodenführung mit seinen kambrischen Grauwackenschiefern gut überein, die er als Nr. 4 in seiner Arbeit über die Sedimentärgeschiebe von Schleswig-Holstein (Tokio 1889, Seite 8) beschreibt, worin er das Brachiopod noch als *?Obolella* oder *?Acrothele* unbestimmbarer Art anführt, nur mit dem Unterschied, daß er in seinen bis dahin gesammelten Grauwackenschiefern niemals Phosphoritknollen beobachtet hätte. 10 Jahre nach dem Erscheinen der oben zitierten GOTTSCHÉschen Arbeit hat dann MOBERG zahlreiche Blöcke derselben Art beschrieben, die von HOLST zu beiden Seiten des Kalmar-sundes als lose Diluvialgeschiebe gefunden waren und eine sehr charakteristische untercambrische Fauna führten, deren Hauptfossil von MOBERG als *Discinella Holsti* beschrieben wurde¹⁾. Diese *Discinella Holsti* ist die fragliche *?Obolella* oder *?Acrothele* GOTTSCHÉs und stimmt auch mit der Form meines Geschiebes genau überein.

Das von mir gesammelte Geschiebe (etwa 35 cm Durchmesser) ist ein ganz heller, sehr feinkörniger, quarzitischer, kalkfreier Sandstein mit im allgemeinen nicht sehr reichlichem Gehalt an ganz feinen Glauconitkörnchen, welche

¹⁾ MOBERG. Om en ny upptäckt fauna i blocke of kambrisk Sandsten insamlade af D. N. O. HOLST. Geol. Foren Förhandl. Nr. 142, Bd. 14, 1892, S. 103, 107, Taf. 3, Fig. 3—8.

hauptsächlich lagenweise angeordnet sind und dadurch die feine Schieferung hervorbringen, die auf dem Querbruch als feine, grüne Streifung erscheint. Außer den feinen Glauconitkörnchen finden sich auf den Schichtflächen nicht selten noch kleine Blättchen hellen Glimmers. Regellos verteilt in dem ganz feinkörnigen Sandstein finden sich ganz vereinzelt mehr oder minder zersetzte bräunliche Feldspatkörner und kleine, tiefrote Mineralkörner, kleine Klümpchen ganz zersetzter, unbestimbarer Mineralien bzw. Mineralaggregate, ferner unregelmäßig begrenzte vereinzelt kleinere Gerölle eines hellbräunlichen, ganz glauconitfreien, z. T. sehr feinkörnigen, z. T. recht grobkörnigen Quarzits bis zu etwa 1—3 cm Durchmesser, sowie ganz unregelmäßig begrenzte Einschlüsse und Gallen von grünem bis graugrünlichem, feingeschichtetem Ton bis zu >4 cm Durchmesser, endlich als am meisten charakteristische Bestandteile die z. T. sehr unregelmäßig gestalteten, pfefferkorn- bis bohnen-, ja bis über haselnußgroßen Phosphoritklumpen, die aus einem schwarzbraunen, sehr feinkörnigen, quarzführenden (sandigen) Phosphorit bestehen.

Die Geschiebe stimmen der Beschreibung nach sehr gut mit dem Typus e von MOBERG überein (a. a. O. Seite 106—107), wenn dieser auch die Phosphorite hier noch nicht ausdrücklich erwähnt, wie ja auch ANDERSON in seiner großen Arbeit über die phosphoritführenden Cambrischen und Silurischen Gesteine Schwedens diese Sandsteine noch nicht aufführt (Bull. geol. Inst. Upsala II, 2, 1895); in einer späteren Notiz sind aus diesem Gestein von MOBERG schon „koprolithenähnliche“ Gerölle erwähnt, und in seiner Arbeit: Historical-stratigraphical review of the Silurian of Sweden, Sveriges geolog. Undersökning Årsbok 4, 1910, S. 198, wo MOBERG nochmals ausdrücklich das untercambrische Alter dieser bisher nicht anstehend gefundenen Geschiebe (etwa Zone der *Olenellus Kjerulfi* bzw. noch tiefer) feststellt, wurden sie schon als green, glauconit bearing, partly phosphorit bearing Sandstone beschrieben.

Besonders auf den glauconitführenden Schichtflächen enthält dieser Sandstein nun recht zahlreich die wohl-erhaltenen, kleinen (2—3 mm großen) Schalen der *Discinella Holsti* Mob., deren Unterschalen z. T. sehr deutlich die charakteristischen Muskeleindrücke zeigen, und man ist wohl berechtigt, mit ANDERSON anzunehmen, daß das massenhafte Auftreten dieser hornschaligen, kleinen

Brachiopoden in einem ursächlichen Zusammenhang mit den Phosphoriten steht, wie ja auch die höheren Cambrischen Phosphorit führenden Zonen jedesmal mit dem massenhaften Auftreten ähnlicher kleiner hornschaliger Brachiopoden: *Acrothe granulata*, *Obolus Apollinis* usw.) zusammenfallen.

Nach Verlesung und Annahme des Protokolls wird die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

KEILHACK.

BÄRTLING.

OPPENHEIM.

Briefliche Mitteilungen.

7. Literarische Bemerkung zur Gattung *Bellerophina* D'ORB.

Von Herrn JOH. BÖHM in Berlin.

D'ORBIGNY¹⁾ bildete 1843 in seiner Paléontologie française, Terrains crétacés, Vol. II, Gastéropodes, auf Taf. 236, Fig. 7—11, ein spiral eingerolltes und gestreiftes Gehäuse von 6 mm Durchmesser aus dem Gault von Dienville aus dem Departement Aube ab und fügte auf S. 410 eine kurze Beschreibung hinzu:

„Ce genre, très-voisin de *Bellérophes* et appartenant probablement à la série des Nucléobranches, en diffère seulement par son manque de symétrie; c'est un Bellérophes sans sinus, dont la spire est un peu visible d'un côté seulement. J'ai dédié l'espèce, voisine de *Bellerophon Urii*, pour la forme et les stries, à M. le vicomte DE VIBRAYE, à qui l'on doit la découverte.“

Auf Grund der Ähnlichkeit schuf D'ORBIGNY für diese Art die Gattung *Bellerophina*.

¹⁾ Siehe auch D'ORBIGNY: Considérations sur l'ensemble des mollusques Gastéropodes des terrains crétacés. Ann. sc. natur., Sér. 2, Tome 20, Zoologie, S. 33. Fußnote 2. 1843.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft](#)

Jahr/Year: 1918

Band/Volume: [70](#)

Autor(en)/Author(s):

Artikel/Article: [Monatsberichte der Deutschen Geologischen Gesellschaft 121-170](#)