

Monatsberichte

der

Deutschen geologischen Gesellschaft.

Nr. 1.

1908.

Protokoll der Sitzung vom 8. Januar 1908.

Vorsitzender: Herr RAUFF.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung.

Das Protokoll der Dezember-Sitzung wird vorgelesen und genehmigt.

Als neue Mitglieder sind angemeldet:

Herr HERBERT BASEDOW, Staatsgeolog von Südaustralien,
z. Z. Breslau, Geologisches Institut, und

Herr RICHARD WEGENER, Breslau, Geolog. Institut,
vorgeschlagen von den Herren FRECH, W. VOLZ,
WYSOGORSKI.

Herr OTTO ECK, stud. geol., Berlin NW 23, Flotowstr. 4,
vorgeschlagen von den Herren HAARMANN, HASS-
LACHER und WAHNSCHAFFE.

Herr Z. J. JOKSIMOWITSCH, cand. geol., Berlin, Geolog.
Institut, vorgeschlagen von den Herren BRANCA,
JANENSCH, STREMMER.

Herr DR. PHILIPP POČTA, Ordentl. Prof. an der
Böhmischen Universität in Prag, Karlsplatz 21, vor-
geschlagen von den Herren JAEKEL, BRANCA, STREMMER.

Herr KURT PIETZSCH, cand. phil., Leipzig, Talstr. 35 II, und

Herr HANS SIEBER, cand. phil., Leipzig, Talstr. 35 II,
vorgeschlagen von den Herren CREDNER, FELIX,
STILLE.

Von den neu eingegangenen Schriften werden durch
Herrn SCHEIBE sowie den Vorsitzenden eine größere Anzahl
besprochen.

1



Herr R. MICHAEL sprach über die Lagerungsverhältnisse und Verbreitung der Karbon-Schichten im südlichen Teile des oberschlesischen Steinkohlenbeckens.

In der Februar-Sitzung des vergangenen Jahres habe ich an dieser Stelle¹⁾ über die Frage der Orlauer Störung im Oberschlesischen Steinkohlenbecken gesprochen. Die damals gemachten Mitteilungen kann ich heute auf Grund neuen Tatsachen-Materiales ergänzen und erweitern.

Im oberschlesischen Steinkohlenbecken lassen sich auch nach ihrer räumlichen Verteilung zwei stratigraphisch und paläontologisch unterscheidbare große Abteilungen erkennen.

Die charakteristischen Merkmale der älteren Abteilung, welche mit Rücksicht auf ihre Hauptverbreitung und Entwicklung im Randgebiet des oberschlesischen Beckens von mir als Randgruppe bezeichnet wurde, sind wenig mächtige, aber qualitativ sehr gute, überwiegend kokende Kohlenbänke, lokal allochthone Flöze, feinkörnige Sandsteine, kleine Toneisensteinkonglomerationen, sandige Schiefertone mit eingeschwemmtem Pflanzentrümmermaterial (Häcksel) und marine Zwischenschichten. Und zwar sind letztere nicht lediglich marine „Horizonte“ mit marinen Faunen in Ablagerungen von wenigen Zentimetern Stärke, sondern verhältnismäßig mächtige Schichten mariner Natur, Tonschlammablagerungen bis 50 m Stärke.

Hingegen sind für die jüngeren Schichten der Muldengruppe kennzeichnend: grobkörnige Sandsteine, große Toneisensteinnieren, flözartige Toneisensteinlagen, durchweg autochthone Flöze von wechselnder Beschaffenheit und verschiedenartige Schiefertone, die im oberen Teil der Schichtenfolge schwärzlich und grau und reich an Pflanzenresten, im unteren Teil sandig, dunkelgrau bis bräunlich und glimmerreich sind. Sie enthalten nur brackische und Süßwasser-Tierreste, die auch neben den marinen Schichten in der Randgruppe vorhanden sind. In erster Linie bedeutsam sind aber für die Muldengruppe die mächtigen Kohlenflöze an ihrer Basis, die in Oberschlesien als Sattelflöze bekannt und im Hauptbergbaubezirke lediglich aus bergmännisch praktischen Gesichtspunkten als eine besondere Gruppe, als „die Gruppe der Sattelflöze“ unterschieden werden.

Die Sattelflöze sind in erster Linie in der sattelförmigen Aufwölbung der Schichten entwickelt, welche sich in östlicher

¹⁾ Vergl. diese Zeitschrift, 59, 1907, Monatsber. S. 30 ff.

Richtung zwischen Zabrze und Myslowitz nach Russisch-Polen erstreckt. Von diesem Sattel fallen die mächtigen Flöze einmal nordwärts zu einer kleineren Randmulde bei Beuthen ein, dann südwärts zur Hauptmulde, wo sie von den jüngeren Schichten bedeckt werden. Eine ähnliche, wenn auch nicht so ausgedehnte Sattelfläche wiederholt sich noch einmal im südlichen Oberschlesien zwischen Mschanna und Jastrzemb. Das Ausgehende der Sattelfläche längs des Nordrandes ist bereits bekannt; wir wissen aus den Aufschlüssen auf der Preußen- und Radzionkau-Grube, ferner auf der Grodjec-Grube und bei Dombrowa in Russisch-Polen, daß sich die Schichten dabei steil stellen. Wir kennen jetzt auch die Sattelfläche im östlichen Randgebiete. Dagegen war über ihr Verhalten im westlichen Teil der Hauptmulde nichts bekannt; die wenigen Aufschlüsse, in denen sie angetroffen wurden, führten zu einer falschen Vorstellung der Lagerungsverhältnisse.

Denn nach den zahlreichen seit den achtziger Jahren im wesentlichen durch den Bergfiskus niedergebrachten Bohrungen glaubte man annehmen zu müssen, daß in einer Zone, die sich von der Gegend von Gleiwitz im Norden bis in die Gegend von Orlau in Österreich-Schlesien verfolgen ließ, die älteren Schichten schroff und unvermittelt gegen die jüngeren in einer 2 km breiten Störungszone abstießen, daß das große zentrale Hauptbecken deshalb gegen die Gebiete der kleineren Randmulden im Westen durch eine große Gebirgsstörung geschieden wäre.

Dieser sogenannte Orlauer Verwurf sollte im Süden eine durchschnittliche Sprunghöhe von 3—4000 m, im Norden von 1600 m besitzen.

Ich habe nun in meiner damaligen Mitteilung die Ergebnisse der fiskalischen Bohrungen bei Knurow als Beweis für meine abweichende Ansicht angeführt, daß eine derartige, von mir stets bezweifelte Störungszone in der Tat gar nicht existiert, und daß sich die Verhältnisse in dem ganzen westlichen Gebiete wesentlich ungezwungener und einfacher erklären lassen.

Durch die Bohrungen wurde erwiesen, daß die Sattelfläche tatsächlich hier in der Gegend südlich von Gleiwitz nicht an einem Verwurf abstoßen, sondern im Gegenteil zur Oberfläche des Steinkohlengebirges mit östlichem Einfallen nach Westen zu, nach der vermuteten Störungslinie hin, in regelmäßiger Weise allmählich sich herausheben und damit im Gegensatz zu der bisherigen landläufigen Annahme in Teufen gelangen, in denen sie für den Bergbau erreichbar werden. (Vgl. Fig. 1, welche

die ältere Auffassung wiedergibt, u. Fig. 2, welche die neuere Ansicht schematisch darstellt.) Da, wo also der Orlauer Verwurf gesucht wurde, ist lediglich das Ausgehende der Sattelflöze, welches durch kleinere tektonische Erscheinungen nachträglich beeinflußt worden ist. Weitere Tatsachen, die mir schon damals bekannt waren, hatten mich dann veranlaßt, diese überzeugend einfachen Lagerungsverhältnisse für das gesamte Gebiet der sogenannten Störungszone auch weiter nach Süden hin vorauszusetzen. Für mich war das Nichtvorhandensein der großen Orlauer Störung erwiesen.

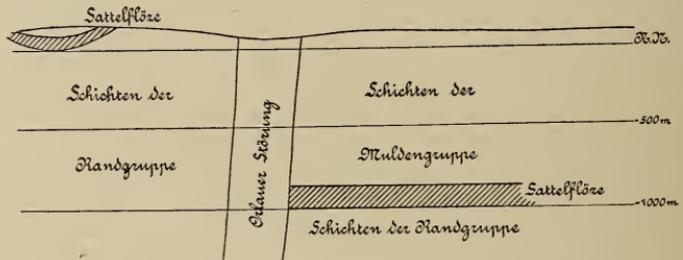


Fig. 1.

Skizze der älteren Auffassung über die Orlauer Störung.

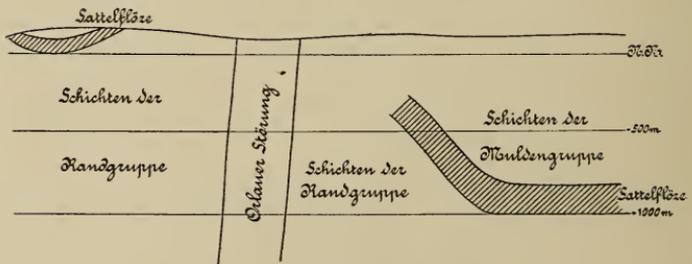


Fig. 2.

Skizze der neueren Aufschlüsse an der angeblichen Orlauer Störung.

Während mir nun von vielen Seiten in dieser interessanten Frage zustimmende Erklärungen zuzingen, ist der treffliche Kenner des oberschlesischen Karbons, der frühere Oberbergamtsmarkscheider Herr GAEBLER¹⁾ meinen Ausführungen in einem längeren Aufsätze entgegengetreten und hält meinen Tatsachen und Schlußfolgerungen gegenüber an der von ihm

¹⁾ GAEBLER: „Die Orlauer Störung im oberschlesischen Steinkohlenbecken.“ Glückauf, Essen 1907, S. 1397 ff.

selbst im wesentlichen eingeführten und stets entschieden vertretenen Vorstellung von dem Vorhandensein einer großen Orlauer Verwerfung fest, die er früher als die bedeutendste im Karbon unseres Planeten nachgewiesene Störung bezeichnet hatte.

Freilich gibt Herr GAEBLER selbst jetzt schon eine wesentlich geringere Sprunghöhe seiner Orlauer Störung zu; dagegen führt er keinerlei Tatsachen für ihr Vorhandensein an und nichts, was mir unbekannt oder von mir nicht berücksichtigt worden war. Die Existenz der Störung geht seiner Ansicht nach aus allgemeinen Überlegungen und Voraussetzungen hervor, die aber von mir nicht als stichhaltig anerkannt werden können.

Zutreffend ist, aber auch nur z. T., seine Berichtigung meiner Entfernungsangaben der Knurower Bohrlöcher, die natürlich, wie für jeden Kenner der örtlichen Verhältnisse klar sein mußte, sich nicht auf das erste Knurower Bohrloch, sondern auf den Schacht Knurow beziehen mußten; es ging dies auch aus meiner Richtungsangabe hervor, durch deren willkürliche Abänderung Herr GAEBLER erst in der Lage war, seine Skizze mit meiner angeblichen irrigen Auffassung der Situation zu konstruieren.

Sachlich ist diese geringfügige Differenz gegenstandslos.

Die Tatsache bleibt bestehen, daß die Sattelflöze hier 700—800 m höher liegen und durch Bohrungen nachgewiesen worden sind, was man nach der älteren Auffassung nicht erwartete, daß sie sich also mit der Oberfläche des Steinkohlengebirges hinausheben und den älteren Schichten, die gleichfalls ihrerseits allmählich in östlicher Richtung einfallen, auflagern. Wenn also kein unvermitteltes Aneinanderstoßen einer über 1000 m mächtigen jüngeren gegen eine gleich starke ältere Schichtenfolge stattfindet, wenn sich vielmehr die jüngeren Schichten im Westen schwächer, nach Osten in immer größer werdender Mächtigkeit auf die älteren Schichten auflagern, so ist naturgemäß durch diese Tatsache das Nichtvorhandensein einer Verwerfung von 1600 m Sprunghöhe erwiesen. Ob die Auflagerung eine diskordante oder konkordante oder vielleicht nur scheinbar diskordante ist, darüber kann man noch im Zweifel sein. Mir schien bis jetzt die diskordante Auflagerung die annehmbarere.

Für die Existenz der Orlauer Störung führt nun Herr GAEBLER allgemeine Erwägungen ins Feld. Sie sei hinlänglich schon durch das Auftreten von Gesteinsspalten bei Mährisch-Ostrau erwiesen, die mit Eruptivgesteinen erfüllt

sind. Nur eine gewaltige Erschütterung des feststehenden Teiles der Erdrinde hätte diese Spalten zu erzeugen vermocht.

Herr GAEBLER berücksichtigt dabei nicht, daß im Devon- und Kulmgebiet der Sudeten zahlreiche Basaltdurchbrüche und im Gebiet der beskidischen Kreideformation Hunderte von Teschenit- und Pikrit-Vorkommen bekannt sind, zumeist bedeutender als die Basaltgänge in den Ostrauer Schichten, und daß nicht alle diese Eruptivgesteine auf Dislokationen von der Art, wie sich Herr GAEBLER den Orlauer Verwurf vorstellt, zurückgeführt werden können. Wenn das Absinken einer großen Scholle (also östlich von dem angenommenen Verwurf) bei Mährisch-Ostrau ein Emporquellen des Magmas und damit ein Aufsteigen der älteren Schichten des Steinkohlengebirges auf der westlichen Seite um 2500 m veranlaßt hat (nach GAEBLER), so müssen wir uns den gleichen die Gebirgsmassen hebenden Lakkolithen in dem gesamten über 60 km langen und 10 km breiten westlichen, in analoger Weise aufgebauten Randgebiet des oberschlesischen Steinkohlenbeckens vorhanden und in Wirksamkeit gewesen denken, eine Vorstellung, welche wohl nicht gut diskutabel ist.

Herr GAEBLER bringt ferner den Sattel von Zabrze mit der Orlauer Rutschung in Zusammenhang und meint, daß dieser auf die große Verwerfung zurückzuführen sei; in der Nähe der Bruchstelle erreichte der Sattel seine größte Höhe, da hier die Stauung der in die Tiefe gleitenden Teilmasse am stärksten wirkte.

Die sattelförmige Erhebung der Schichten des Steinkohlengebirges wird aber nicht durch eine Verwerfung plötzlich abgeschnitten, sondern setzt deutlich, wenn auch unter stärker anwachsendem Deckgebirge, nach Westen über Zabrze und Gleiwitz, also weit über die angebliche Störungszone hinaus, in gleicher Weise fort; sie ist, wie der Verlauf der + 200, + 150 und + 100 m Isohypse auf der Karbonoberfläche zeigt, auch im Bereich der älteren Schichten der Randgruppe bis in die Gegend von Ostroppa zu verfolgen. (Vgl. die Fig. 3.)

Die Bildung des ostwestlich streichenden Sattels muß also in eine Zeit fallen, in welcher die älteren und jüngeren Schichten bereits zur Ablagerung gelangt waren, sie ist demnach jüngeren Alters; als weitere Folge der Sattelbildung sind die auf Concordia- und Michael- sowie auf Königin-Luise-Grube beobachteten Überschiebungen aufzufassen, welche die östlichste Partie der Schichten der Randgruppe sowie das Ausgehende der Sattelflöze betroffen haben.

Wenn Herr GAEBLER weiterhin den Orlauer Verwurf dadurch bewiesen sieht, daß bei Orlau auf 350 m Entfernung unterste Orzescher neben obersten Petzrkowitzer Schichten nachgewiesen sind, so ist wohl zwar seine Schlußfolgerung nicht unrichtig, aber die Voraussetzungen, unter denen sie gezogen wird, sind nicht zutreffend. Die Altersunterschiede der nebeneinander entwickelten Schichtenkomplexe sind nicht nachgewiesen, sie sind vielmehr nicht so bedeutend, weder innerhalb der liegenden Randpartie, noch zwischen dieser und den unmittelbar östlich von dem angenommenen Sprunge anlagernden Karwiner Schichten. Ich kann in den von Herrn GAEBLER zitierten paläontologischen Feststellungen von STUR und BARTONEC keine Beweise finden, daß die Schichten von

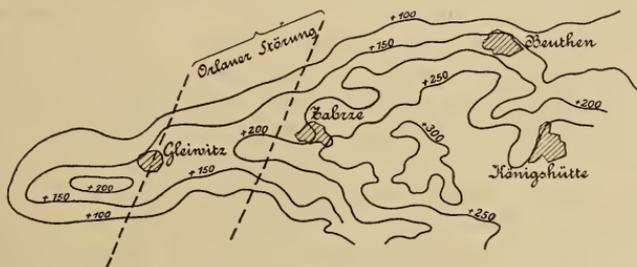


Fig. 3.

Die Oberfläche des Steinkohlengebirges zu beiden Seiten der angeblichen Orlauer Störungszone.

Dombräu und Karwin durchaus höhere als Rudaer Schichten sein sollen; ich muß vielmehr Herrn POTONIÉ in seinem vorsichtigen Urteil durchaus beipflichten, daß die dortigen Pflanzenreste lediglich Schatzlarer-Karwiner-Schichten, also lediglich Schichten der Muldengruppe über den Sattelflözen erkennen lassen. Eine engere Zugehörigkeit der Schichten auf Grund des paläobotanischen Materials zu bestimmen, ist bisher nicht möglich gewesen, auch nicht versucht worden.

Auch EBERT¹⁾ ist lange Zeit durchaus auf dem richtigen Wege gewesen und hat hier trotz der spärlichen Aufschlüsse, die ihm zur Verfügung standen, die Äquivalente der Sattelflözgruppe vermutet; er hat sich überhaupt erst spät für die Orlauer Störungszone entschieden, lediglich unter dem Eindruck pflanzlicher Funde auf Beatensglück-Grube.

¹⁾ Zeitschr. d. Oberschl. Berg- und Hüttenmänn. Ver. 1891, S. 438.

Wenn ich mich in meinem ersten Vortrag unzweideutig dahin ausgesprochen habe, daß bei Karwin bereits Sattelflöze längere Zeit aufgeschlossen sind, so wird mir Herr GAEBLER gewiß zugeben, daß ich damit nicht die ältere, später auf-gegebene Ansicht EBERTS einfach wiederholt habe, sondern auf eigenem durchaus unabhängigen Gedankengange zu dieser Auf-fassung gelangt bin.

Gewiß habe ich mit dieser an anderer Stelle näher zu begründenden kurzen Angabe die von GAEBLER genannten mächtigen Flöze: Felix, Gabriel, Hubert, Igor, Jaroslaw, Kasimir des Eleonore-Schachtes mitgemeint und in einigen derselben Vertreter der Sattelgruppe erblickt. Die von GAEBLER angeführten Abweichungen in der Ausbildung der Karwiner Flöze und Gesteinsmittel gegenüber den Sattelflözen bei Mschanna, Pohlom und Paruschowitz sind keine un-bedingt zwingenden Gründe für denjenigen, der die oft schon auf engbegrenztem Raume vorhandenen großen faciiellen Unterschiede des Gesteinscharakters berücksichtigt, die selbst-verständlich die Flözbildung beeinflussen müssen. Auf diese geologischen Unterschiede legt Herr GAEBLER aber in allen seinen überaus eingehenden und sorgfältigen markscheiderischen Zusammenstellungen und rechnerischen Ermittlungen gar kein Gewicht und schafft sich dadurch selbst erhebliche Fehlerquellen für seine Aufstellung und Identifizierung ganzer Flözgruppen auf weite Entfernungen hin. Daß die Flöze im Ausgehenden, an den Gehängen ihrer ursprünglichen Ab-lagerung, am ursprünglichen Muldenrande anders, oft weniger günstig entwickelt sind als nach dem Innern der Mulde zu, wo andererseits auch die Gesteinsmittel stärker werden, und Zersplitterungen der Kohlenbänke eintreten, ist eine wohl un-bestrittene Tatsache.

Ich hatte selbstverständlich im Gegensatz zu Herrn GAEBLER schon seit längerer Zeit die Überzeugung gewonnen, daß die an den angeblichen Orlauer Verwurf herantretenden Karwiner Schichten tieferen Horizonten der Muldengruppe entsprächen.

Ich gebe Herrn GAEBLER gern zu, daß die tektonischen Verhältnisse hier infolge der Einwirkung karpatischer Gebirgs-bewegungen auf das Sudetenvorland etwas komplizierter sind, und daß hier zahlreiche Verwerfungen vorliegen, die aber nur untergeordnete Nebenerscheinungen sind. Niemals ist aber auch hier irgend eine Tatsache bekannt geworden, durch welche die Orlauer Störung im GAEBLERSchen Sinne als 3000 bis 4000 m Verwurf wahrscheinlich wird. Inzwischen sind

aber in allerjüngster Zeit auch neue Aufschlüsse von folgenreicher Bedeutung geschaffen worden, auf die ich noch zurückzukommen habe.

Ich will vorerst aber noch weitere Beweise für meine Auffassung der Lagerungsverhältnisse, für das allmähliche Ansteigen der Sattelflöze nach dem alten nachträglich tektonisch beeinflussten Muldenrand hin erwähnen, die in jüngster Zeit bekannt geworden sind.

Durch die Aufklärung der Lagerungsverhältnisse des Steinkohlengebirges bei Knurow wird es im hohen Grade wahrscheinlich, daß auch die ältere Tiefbohrung bei Schönwald, zum mindesten das Bohrloch Schönwald IIa, tiefere Schichten der Muldengruppe angetroffen hat.

EBERT¹⁾ erwähnt lediglich, daß man auf Grund des Auftretens von *Annularia radiata* für die Schichten des fiskalischen Bohrloches Schönwald die Zugehörigkeit zu den Orzescher Schichten annehmen müsse.

Auf den Seigerrissen des Königl. Oberbergamtes zu Breslau war die Altersstellung der Schichten unbestimmt gelassen worden.

Man wird in der Annahme jetzt nicht fehlgehen, daß das in der älteren Bohrung Schönwald IIa an der Straße von Gleiwitz nach Orzesche angetroffene Flöz von etwa 7 m Mächtigkeit, welches allerdings infolge der starken Neigung der Schichten auf etwa 5 m zu reduzieren ist, tatsächlich zur Sattelflözgruppe und zwar zu einem oberen Flöze derselben gehört.

Man erhält auf diese Weise ein wichtiges Verbindungsmitglied für die Ermittlung des Streichens der Sattelflöze zwischen den Knurower Aufschlüssen und dem Tiefbohrloch Öhringen sowie den fiskalischen Gruben bei Makoschau und Bielschowitz. Der Rand des jüngeren Beckens reicht nach meiner Ansicht ein Stück in die SUERMONDT'schen Felder (cons. Gleiwitzer Steinkohlen-Grube) hinein; wahrscheinlich steht das CARL OSWALD-Bohrloch noch in den Schichten der Mulden-Gruppe.

Aber auch südlich von Knurow gelangen, dem allgemeinen östlichen Einfallen der Schichten entsprechend, je weiter nach Westen, die älteren Schichten mit den Sattelflözen ansteigend in ein immer höheres Niveau. Es ist dies durch die neue

¹⁾ EBERT: Die stratigraphischen Ergebnisse der neueren Tiefbohrungen im oberschl. Steinkohlengebirge. Abhandl. der Königl. Geol. Landesanstalt Berlin 1895, S. 31.

Bohrung von Czuchow bewiesen worden, welche etwa 8 km südlich von Knurów niedergebracht worden ist und trotz ihrer verhältnismäßig weiten Entfernung von der angeblichen Or-lauer Störungszone die Sattelflöze doch in erheblich ge-ringerer Teufe erreicht hat, als man erwarten konnte.

Das gleiche überall zu erwartende Herausheben und die Aufrichtung und Steilstellung der Schichten der Muldengruppe nach ihrem durch die Or-lauer Linie bezeichneten Muldenrand ist auch südlich von Rybnik in den Aufschlüssen der Donners-marckgrube bei Chwallowitz beobachtet worden.

Das Bohrloch Chwallowitz I steht aber nicht, wie Herr GAEBLER meint, in den Schichten der Randgruppe und hat den Or-lauer Bruch durchfahren¹⁾, sondern nach meinen Unter-suchungen des Kernmaterials an Ort und Stelle in seiner Gesamt-heit in zweifellosen, steilgestellten Schichten der Muldengruppe, und zwar in geringem vertikalen Abstand von der Sattelgruppe, die in dem östlich davon gelegenen Bohrloch II tatsächlich auch angetroffen worden ist.

Durch zahlreiche Tiefbohrungen ist es erwiesen, daß die Steilstellung der Schichten in der Nähe des Muldenrandes nur in den oberen Teilen der Schichtenfolge Platz greift, während in größerer Tiefe wieder normale flachere Lagerung eintritt.

Die neugewonnene Vorstellung der Lagerungsverhältnisse findet ferner eine weitere Bestätigung durch eine erneute Betrachtung der im Bohrloch Paruschowitz XII durchbohrten Schichtenfolge.

Die Schichten galten bisher als liegende Rybniker Schichten, lediglich auf Grund von Angaben über das Vor-handensein von marinen Tier- und einigen Pflanzenresten.

Diese Angaben sind nun bezüglich des Vorkommens mariner Fauna, welches tatsächlich im gesamten ober-schlesischen Steinkohlenbecken nur auf die Schichten der Randgruppe beschränkt ist, nicht zutreffend. Das Kern-material ist von EBERT, wie er ausdrücklich erwähnt, nicht an Ort und Stelle untersucht worden, die Proben wurden vom Bohr-meister eingesandt. Es liegt, wie ich bei der Durcharbeitung des noch in Kisten verpackten älteren Materials feststellen konnte, hier augenscheinlich eine Verwechslung der eingesandten Bohrproben mit denen von Paruschowitz XXII vor. Bohrmeister JENTZSCH

¹⁾ GAEBLER: Neues aus dem oberschlesischen Steinkohlenbecken. Zeitschr. f. d. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen 1904, S. 504, und Glück-auf 1907, S. 1398.

hat mir auf meine Anfrage auch bestätigt, daß er seiner genauen Erinnerung nach in Paruschowitz XII keine marine Fauna beobachtet habe.

Auch die petrographische Beschaffenheit der oberen Schichtenfolge entspricht durchaus derjenigen in den Schichten der Sattelflözgruppe.

Fällt nun, wie es für mich zweifellos ist, somit der Grund für die Zugehörigkeit des gesamten Profils von Paruschowitz XII zur älteren Schichtenfolge hinweg (die untere Partie ist dagegen zur Randgruppe zu stellen), so haben wir aber hier das gleiche Bild der Lagerungsverhältnisse wie bei Knurow vor uns. Man braucht sich auf dem älteren Profile (vgl. die Fig. 4) nur die Orlauer Störungszone hinwegzudenken und findet damit alle Schwierigkeiten, die einer bisherigen Erklärung entgegenstanden, beseitigt.

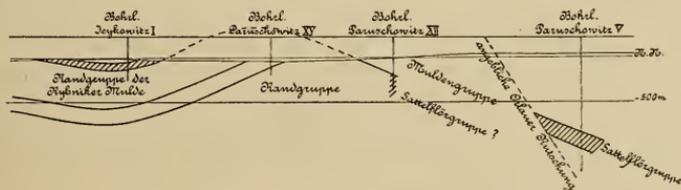


Fig. 4.

Skizze der Lagerungsverhältnisse des Steinkohlengebirges bei Rybnick.

Ob die Auffassung für den westlichen Teil des Profils und die Gleichstellung der mächtigen Flöze auf Beatensglück-Grube mit den Sattelflözen zutreffend ist, dafür fehlen noch die positiven Beweise. Es wird aber nunmehr wahrscheinlicher, als ich früher gedacht habe. Für die Gleichstellung der auf Beatensglück-Grube mächtigen Flöze mit den Sattelflözen ist Herr GAEBLER stets mit Entschiedenheit eingetreten, auch Herr EBERT und POTONIÉ sind zu der gleichen Überzeugung gelangt, und allgemein war dieses Vorkommen ausschlaggebend für die ganze Frage des Vorhandenseins der Orlauer Verwerfung, insofern als man aus der großen Niveaudifferenz im Auftreten der Flöze auf der Beatensglück-Grube einerseits und im Tiefbohrloch Paruschowitz V andererseits eine immerhin beträchtliche Sprunghöhe für die Verwerfung ableiten konnte.

Ich gebe gern zu, daß mir die Stellung der Beatensglück-Flöze bei meiner abweichenden Ansicht über die Orlauer Störung immer gewisse Schwierigkeiten bereitet hat, die da-

durch erhöht wurden, daß ich auf der Grube selbst kein positives petrographisches oder paläontologisches Material zur Beantwortung der Frage nach der einen oder anderen Richtung hin finden konnte.

Ich dachte mir deshalb die Beatensglück-Flöze stets als Ablagerung eines besonderen Beckens, und die Sonderstellung der Flöze schien mir auch dadurch erwiesen, daß die zuerst auf der Beatensglück-Grube nur zwischen den mächtigen Flözen nachgewiesene angeblich charakteristische Pflanze der Sattelflözgruppe „*Neurodonptoteris microphylla*“ von mir in einem Tiefbohrloch im Felde der Beatens-Glück-Wiengrube etwa 200 m unter dem Niveau der mächtigen Flöze gefunden worden war. (Nach Bestimmung von Herrn POTONIÉ.)

Die neue Auffassung der Lagerungsverhältnisse infolge der Umdeutung des Bohrloches Paruschowitz XII beseitigt nun die eine der Schwierigkeiten; die Flöze der Beatensglück-Grube könnten nunmehr der Sattelgruppe des Hauptbeckens entsprechen, ohne daß man genötigt wird, aus ihren Niveauunterschieden eine große Verwerfung zu konstruieren. Andererseits ist aber die Hinfälligkeit der Vorstellung erwiesen, die für die Annahme einer großen Verwerfung ausschlaggebend war. Ich werde auf diese Frage noch an anderer Stelle zurückkommen.

Im Felde der Johann-Jakob-Grube südlich von Rybnik ist in letzterer Zeit in den älteren Schichten der Randgruppe ein Querschlag in östlicher Richtung vorgetrieben worden.

Der Querschlag hat längst die Stelle durchquert, an welcher der Orlauer Sprung durchsetzen sollte, ohne irgendwo in den regelmäßig gelagerten, in westlicher Richtung einfallenden Schichten die Anzeichen einer größeren Störung angetroffen zu haben; auch dieser Aufschluß ist deshalb bemerkenswert.

Ferner sind in letzter Zeit durch die Deutsche Tiefbohr-Aktiengesellschaft Nordhausen im südlichen Oberschlesien wichtige Aufschlüsse geschaffen worden.

Der Feldesbesitz der Gesellschaft erstreckt sich südlich von Loslau, zwischen Gr.-Gorzütz und Golkowitz, der Landesgrenze nahezu parallel und ist durch 15 Tiefbohrungen abgeschlossen, welche ich untersuchen konnte.

Die Ergebnisse stehen durchaus im Einklang mit der gewonnenen neuen Auffassung der Lagerungsverhältnisse und widerlegen das früher in weiteren Kreisen herrschende ungünstige Urteil über die Lagerungsverhältnisse der Schichten in diesem südlichen Teile des oberschlesischen Steinkohlenbeckens.

Die durch Bohrungen aufgeschlossenen Schichten umfassen einen wesentlichen Teil der gesamten innerhalb des oberschlesischen Steinkohlengebirges aufgeschlossenen Schichtenfolge überhaupt, welche ich in ihrer Gesamt-Mächtigkeit erheblich geringer veranschlage, als Herr GAEBLER ohne Rücksicht auf facielle Verschiedenheiten zusammenrechnet.

Zwischen Gr.-Gorzütz und Friedrichsthal sind die Schichten der Randgruppe mit qualitativ sehr guten, überwiegend kokenden Flözen aufgeschlossen, und zwar liegt hier die gleiche Bildung von Sätteln und Mulden vor, die auch südlich von Gleiwitz zwischen Ostropa und Schönwald und in den Steinkohlenfeldern der Donnersmarkhütte westlich von Zabrze bekannt geworden ist.

Bei Friedrichsthal satteln die Schichten; die Oberfläche des Steinkohlengebirges ist hier in 5 Bohrungen zwischen 3—400 m Tiefe erreicht worden. Während in den Bohrungen westlich von Friedrichsthal ein westliches Einfallen der Schichten nachgewiesen ist, wurde dasselbe im weiteren Abstand von Friedrichsthal in den bei Zabkow und Golkowitz niedergebrachten Bohrungen in östlicher Richtung ermittelt. Hier wurden in dem in größerer Tiefe anstehenden Steinkohlengebirge ausschließlich Schichten der Muldengruppe und, für mich nicht überraschend, auch mächtige Flöze angetroffen, von denen die Golkowitzer Kohlenbänke mit 4 m bei 1070, 4,38 m bei 1150 und 6,15 m bei 1200 m Tiefe zweifellos als Sattelflöze anzusprechen sind. Wir haben also auch hier das gleiche Bild, welches ein Ansteigen der Schichten in westlicher Richtung nach der angeblichen Verwerfung hin erweist.

Aber auch in dem bedeutungsvollen Karwiner Revier selbst haben die Beweise für die von mir vertretene Auffassung nicht lange auf sich warten lassen, und tatsächlich sind hier in allerletzter Zeit bei Suchau und Karwin die Sattelflöze in flachen Teufen, für die Anhänger der älteren Ansicht völlig überraschend, durchbohrt worden und bereits Schächte zu ihrer Aufschließung im Abteufen begriffen.

Nach allen diesen Mitteilungen wird mir zugegeben werden, daß von einer Orlauer Verwerfung im alten Sinne im ganzen oberschlesischen Steinkohlenbecken nirgends mehr die Rede sein kann, da sich, wie erwiesen, alle Lagerungsverhältnisse in so einfacher Weise erklären lassen.

Wo wir bisher Profile durch die liegende Randpartie auf weite Erstreckung feststellen können, zeigt es sich, daß (es gilt dies sowohl für den Mährisch-Ostrauer Bezirk wie für die Gegend zwischen Gr.-Gorzütz und Friedrichsthal, als die Gegend westlich von Rybnik, für die Gegend südlich Gleiwitz,

für die Gegend nordwestlich von Zabrze usw.) ihre Schichten ein gefaltetes Gebiet mit mehreren Sätteln und Mulden darstellen, deren Achsen im westlichen Randgebiet meist von Norden nach Süden gerichtet sind.



Fig. 5.

Schematisches Profil durch den westlichen Teil
des oberschlesischen Steinkohlenbeckens.

Diese Faltung, deren östliche Begrenzung mit der Orlauer Linie sich deckt, ist höheren Alters, und zwar interkarbonisch, und fällt in die Zeit vor Ablagerung der Sattelflöze, die sich vielleicht übergreifend und diskordant einem jüngeren Muldenrande eines großen Beckens auf- und anlagerten. Dieser Muldenrand ist nachträglich durch die Wirkungen der jüngeren tertiären Gebirgsbewegungen, welche natürlich auch das bereits gefaltete Gebiet nochmals zu betrafen, bei der verschiedenartigen Beschaffenheit der Schichten im Grenzgebiet besonders stark auch durch Überschiebungen, beeinflusst worden. Die jüngere Bewegung hat auch die beiden Sättel geschaffen, welche das Steinkohlenbecken in ostwestlicher Richtung durchsetzen.

Das Zusammenwirken dieser beiden Momente erklärt alle beobachteten Erscheinungen zur Genüge.

Die von der interkarbonischen Faltung betroffenen Ablagerungen der Randgruppe sind naturgemäß auch vor Ablagerung der Schichten der Mulden- und Sattelflözgruppe durch tief eingreifende Erosion beeinflusst worden.

Die im westlichen Randgebiet anstehenden Schichten entsprechen wohl nach ihren allgemeinen Altersverhältnissen den Ablagerungen, welche im Liegenden der Mulden- und Sattelflözgruppe im Hauptbecken zu erwarten sind. Im einzelnen, namentlich in bezug auf einzelne Kohlenbänke oder gar in bezug auf vereinzelt Vorkommen mariner Fauna, lassen sich aber beide ältere Schichtenkomplexe nicht miteinander identifizieren. Solche „Muschelhorizonte“, die durch das ganze oberschlesische Steinkohlenbecken hindurchgehen sollen, auf deren Vorkommen weitgreifende Schlussfolgerungen aufgebaut werden, gibt es tatsächlich nicht¹⁾.

¹⁾ GAEBLER: Über Schichten-Verjüngung im oberschlesischen Steinkohlengebirge. Kattowitz 1892.

Da tiefgehende Aufschlüsse nicht vorhanden sind, wissen wir bis heute so gut wie gar nichts von dem Verhalten der Randgruppe etwa im mittleren Teil des großen oberschlesischen Steinkohlenbeckens; wir wissen nicht, ob diese Schichten dort überhaupt entwickelt sind; es ist dies nur anzunehmen. Wir kennen dieselben tatsächlich nur in den Randgebieten im Westen, Norden und Osten des Steinkohlenbeckens.

Verhältnismäßig weniger bekannt sind die Lagerungsverhältnisse im Süden, und deshalb möchte ich auf diese noch mit einigen Worten eingehen, namentlich mit Rücksicht auf die neue Auffassung, die sich bezüglich der Tektonik des südlichen Gebietes jetzt Geltung verschafft.

Durch die wichtigen Tiefbohrungen der Deutschen Tiefbohr-Aktiengesellschaft war der Nachweis erbracht worden, daß die Oberfläche des Steinkohlengebirges nahe der preußischen Landesgrenze sich tatsächlich noch in erreichbarer Tiefe befindet, was man nach den Ergebnissen der älteren Bohrungen bei Golassowitz, Schwarzwasser, Ludgierzowitz und Ruptau nicht mehr erwartet hatte. Hypothetisch blieb aber der Verlauf der Südgrenze des Beckens überhaupt und das Lagerungsverhältnis des Steinkohlengebirges zu den karpatischen Gebirgsgliedern.

HOCHSTETTER, SÜSS und STUR vertraten die Ansicht, daß die Schichten des oberschlesischen Steinkohlengebirges sich unter den Karpaten hindurch bis nach Nordungarn hinein erstreckten, und suchten den Gegenflügel der gesamten Ablagerung im Zipser Komitate, wo flözleere Schichten des Karbons bekannt waren. Dagegen meinte TIETZE, daß der Südrand des Karbons im Bereiche des Karpaten-Vorlandes in ganz erheblicher Weise Zerstörungen zum Opfer gefallen sei, deren letzte Anzeichen durch die zahlreichen exotischen Blöcke von Kohlensandstein, häufig zum Teil noch mit Kohlenflözen, im Bereiche des Karpatensandsteins gegeben wären. Deshalb wollten er sowohl wie JIZINSKI die Auffassung einer weiteren Verbreitung des Ostrauer Steinkohlengebirges nach Süden auf ein wesentlich geringeres Maß zurückgeführt wissen.

UHLIG glaubte, daß man überall unter den Karpatensandsteinen teilweise sehr alte Gesteine zu erwarten habe.

Die Frage über die südliche Ausdehnung des produktiven Steinkohlengebirges ist von der Auffassung über die Tektonik der Karpaten und ihr Verhältnis zu dem sudetischen Vorlande abhängig, insbesondere davon, ob die jüngeren Faltengebirge des karpatischen Systems durch in nördlicher Richtung sich äußernde Kräfte auf die oberschlesische Platte hinüber geschoben sind, oder ob die sehr mächtigen jungtertiären

Schichten, die uns im Süden Oberschlesiens begegnen, tatsächlich auch die Grenzzone der beiden Gebirgssysteme darstellen oder nicht.

Diese Frage ist nun in letzter Zeit sehr gefördert und nahezu völlig im Sinne der erstgenannten Auffassung geklärt worden.

Die zunächst ungemein überraschende Tatsache des Auftretens von oligocänen Schichten, welche ich¹⁾ aus der Tiefbohrung von Zawada bei Orzesche beschrieben und seither auch in weiteren Aufschlüssen an anderen Punkten kennen gelernt habe, erwies zum ersten Male die Überlagerung des ober-schlesischen Steinkohlengebirges durch karpatische Gebirgsglieder bis in das mittlere Oberschlesien hinein.

Am Rande der karpatischen Erhebungen selbst ist nun auch in neuester Zeit die von SÜSS zuerst geäußerte Ansicht von großen Überschiebungen durch Tatsachen bewiesen worden.

UHLIG²⁾ ist zuerst mit Nachdruck dafür eingetreten, daß die westalpinen Auffassungen des Alpenbaues, die Lehre von den großen Überschiebungen und dem Deckenbau auch auf die Ostalpen und die Karpaten zu übertragen seien, und daß insbesondere im Gebiete der Sandsteinzone der Randüberschiebung eine größere Bedeutung zukomme. Auch PETRASCHKE³⁾ hat sich für die übergreifende Lagerung des karpatischen Alttertiärs auf dem sudetischen Karbon ausgesprochen; gestützt wurde diese Ansicht durch die Ergebnisse der Tiefbohrungen bei Paskau (ca 380 m), Pogwisdau (744), in welchen beiden Bohrungen tatsächlich das Steinkohlengebirge angetroffen worden war, während mehrere andere Bohrungen, z. B. bei Metilowitz, (770 m), Woikowice (800 m) und flachere Bohrungen bei Batzdorf (226 m), Ernsdorf (174 m), Kurzwald (300 m) und Kety (534 m) ergebnislos geblieben waren.

UHLIG geht in seiner neuesten Arbeit von dem Nachweis aus, daß die karpatische Sandsteinzone von Nord nach Süd in zwei, einander ziemlich unvermittelt gegenüberstehende Faciesgebiete zerfällt. Die Differenzen der südlichen beskidischen gegen die nördliche subbeskidische Serie prägen sich am schärfsten im Alttertiär aus. Zur beskidischen Serie gehört auch die Unterkreide; die beskidische Serie überlagert als

¹⁾ Vergl. diese Zeitschr. 56. 1904. Monatsber.

²⁾ Bau und Bild der Karpaten. Wien-Leipzig 1903. — Über die Tektonik der Karpaten. Sitz.-Ber. d. k. Akad. d. Wissenschaften, Wien 1907.

³⁾ PETRASCHKE: Die Überlagerung im mährisch-schlesisch-westgalizischen Steinkohlenrevier. Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt 1906, S. 363.

große Scholle mit flacher Schubfläche das subbeskidische Gebiet, die Unterkreide schwimmt also nur auf dem subbeskidischen Tertiär obenauf, welches letzteres auf den autochthonen karbonischen Untergrund aufgeschoben ist. Mit anderen Worten, man kann mit der Möglichkeit rechnen, auch, wo im Randgebiet Kreide ansteht, unter dieser nach Durchbohrung des Alttertiärs das Steinkohlengebirge anzutreffen, falls die Mächtigkeit des Alttertiärs nicht zu groß ist.

Zu diesen einleuchtenden Darlegungen UHLIGS bin ich nun in der glücklichen Lage, einen positiven Beweis zu erbringen durch Mitteilung der Ergebnisse eines Tiefbohrloches in Batzdorf bei Bielitz, welches ich s. Z. ansetzen und kürzlich untersuchen konnte. Die Bohrung, in der Unterkreide angesetzt, durchsank zunächst eine 410 m mächtige Schichtenfolge von zweifellos zur Unterkreide gehörigen Schichten verschiedener Horizonte (Teschener Kalke und Schiefer), alsdann weitere 400 m alttertiären Karpaten-Flysch. Leider zwangen vehemente dauernde Gasausbrüche, die ja auch anderwärts für diesen Horizont charakteristische Erscheinungen sind, die Bohrung bei 800 m Teufe vor Erreichung eines positiven Ergebnisses einzustellen.

Die Unterkreide ist also hier in großer Mächtigkeit auf das Alttertiär aufgeschoben, wie PETRASCHKE nach freundlicher Mitteilung schon 1906 in einem in Ostrau gehaltenen Vortrage vermutet hatte. Wenig nördlich steht bei Dzieditz die Schachtanlage der Dzieditzer Montanwerke, die das Karbon bei 300 m Teufe unter miocänem Tegel (Schlier) aufgeschlossen hat; im südlichen Teil des Aufschlußfeldes fällt die Karbonoberfläche rasch zur Tiefe; der Betrag der Neigung steht nicht fest, aber von ihm ist natürlich die Erreichbarkeit des Karbons in abbauwürdiger Teufe in den südlichen Gebieten abhängig.

Wenn also auch durch die neueren Auffassungen UHLIGS die Möglichkeit, im südlichen Teil des mährisch-schlesischen Kohlenrevieres unter der beskidischen Decke der subbeskidischen Gesteine das Steinkohlengebirge zu erreichen, durchaus gegeben ist, so möchte ich doch nach meinen Erfahrungen, die z. Z. noch nicht im einzelnen mitgeteilt werden können, allzu günstigen Auffassungen nicht das Wort reden.

Wir wissen noch nicht genau genug, wie rasch die Oberfläche des Steinkohlengebirges sich nach Süden einsenkt, oder umgekehrt, wie die Mächtigkeit des Alttertiärs und seiner beskidischen Decke nach Süden zunimmt. Das können nur systematisch angesetzte Bohrlöcher entscheiden.

Andererseits lassen mich aber andere Momente darauf schließen, daß wir auch nach Süden ebenso wie im westlichen und östlichen Randgebiet¹⁾ des oberschlesischen Steinkohlenbeckens unter den älteren Schichten der Randgruppe bald mit ihrer flözleeren Unterlage oder Vertretern des Kulm und Kohlenkalks zu rechnen haben werden, daß also das Becken nach Süden bald seinen randlichen Abschluß findet. Im westlichen Randgebiet des oberschlesischen Steinkohlenbeckens haben die Tiefbohrungen bei Polsdorf südlich von Kieferstädtel ausschließlich, die Bohrungen Chorinskowitz und Ostroppa unter flözführendem Oberkarbon gleichfalls flözleeres Unterkarbon nachgewiesen; da auch hier größere Störungen im Bohrkerne nicht beobachtet worden sind, dürfte die Frage der konkordanten oder diskordanten Auflagerung des Oberkarbon auf seiner unterkarbonischen Unterlage nunmehr in ersterem Sinne zu beantworten sein.

An der Erörterung beteiligten sich die Herren RAUFF, ZIMMERMANN und der Vortragende.

Hierauf gab Herr G. BERG eine **Neue Mitteilung über ein steinzeitliches Kulturrelikt unter dem orientalischen Ackergerät.**

Vortragender zeigte einige lange messerartige Flintsplitter vor, welche trotz ihres rohen „paläolithischen“ Auehens rezenter Entstehung sind und aus der asiatischen Türkei stammen. Man erzeugt sie zur Herstellung der kleinen, wenig über Daumnagel großen Steinsplitter, mit denen die Unterseite des oft beschriebenen orientalischen Dreschschlittens besetzt wird (vgl. hierüber E. NAUMANN, WETZSTEIN SEN., VIRCHOW u. a.). Die Form der hier vorgelegten Splitter zeigt, daß zur Herstellung des Materiales zuerst lange Flintmesser von einem „Nucleus“ abgeschlagen, und diese dann in einzelne kurze Stücke geteilt werden. Es ist dies genau dieselbe Technik, wie sie zur Diluvialzeit in Mitteleuropa, zur Toltekenzeit in Mexiko gebräuchlich war. Da zur Erzeugung der kleinen Splitter der Umweg über die langen messerförmigen Klingen gar nicht nötig ist, so liegt also hier ein steinzeitliches Kulturrelikt in einem Gebiet verhältnismäßig hochentwickelter Technik vor. In Einklang hiermit steht

¹⁾ vgl. MICHAEL, Über neuere Aufschlüsse unterkarbonischer Schichten am Ostrande des oberschlesischen Steinkohlenbeckens. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt Berlin 1907, S. 183 ff.

auch das nachweislich hohe Alter des Dreschschlittens, der schon im Alten Testament erwähnt wird, über weite Gebiete Asiens in ganz gleicher Form verbreitet ist und vom Volk zu allerlei symbolischen Handlungen (als Brautthron, Totenbahre usw.) gebraucht wird.

Darauf wurde die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

ZIMMERMANN. RAUFF. SCHEIBE.

Briefliche Mitteilungen.

1. Bemerkung zu dem Aufsätze von Herrn RUDOLF HERMANN in Berlin über „Die östliche Randverwerfung des Fränkischen Jura“.

Von Herrn W. KOEHNE.

Berlin, den 7. Januar 1908.

In dem Aufsätze von Herrn R. HERMANN¹⁾ steht auf S. 14, daß „nach einer mündlichen Mitteilung W. KOEHNES“ die v. GÜMBELschen Funde von Sternkorallen aus dem Muggendorfer Dolomit nicht aufbewahrt worden sein sollen. Es liegt hier ein Irrtum vor; denn ich habe nie eine derartige Mitteilung gemacht, habe mich überhaupt mit der fraglichen Angelegenheit nie befaßt und habe keine Ahnung, ob die Angabe, welche ich gemacht haben soll, sachlich zutrifft oder nicht.

¹⁾ Diese Zeitschrift 60, 1908, H. 1, S. 1.

Neueingänge der Bibliothek.

- BRAUN, G.: Beiträge zur Morphologie des nördlichen Appenin. S.-A. aus: Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde, Berlin 1907. 7 u. 8.
- BUXTORF, A.: Zur Tektonik des Kettenjura. S.-A. aus: Ber. über die 40. Vers. d. Oberrhein. Geol. Ver. zu Lindau 1907.
- DUPARC, L., et MONIER, A.: Traité de chimie analytique qualitative, suivi de tables systematiques pour l'analyse minérale. Genf und Paris 1908.
- GAGEL, C.: Die Braunkohlenformation in der Provinz Schleswig-Holstein. S.-A. aus: Handb. f. d. Deutschen Braunkohlenbergbau, herausgeg. von G. KLEIN. Halle a. S. 1907.
- HAUG, E.: Traité de géologie. I. Les phénomènes géologiques. Paris 1907.
- HINDEN, F.: Das Aufschließen von Silikaten mittels Flußsäure und Salzsäure. Mitt. a. d. chem. Laborat. des Miner.-Geolog. Inst. d. Univ. Basel. S.-A. aus: Zeitschr. f. analyt. Chemie.
- JEKE, H., und MARTIN, K.: Over tertiaire ein kwartaire vormingen van het Eiland Nias. S.-A. aus: Samml. d. geol. Reichsmuseums in Leiden (1) VIII. Leiden 1907.
- JENTZSCH, F.: Die Radioaktivität der Kissinger Heilquellen. S.-A. aus: Phys. Zeitschr. VIII, 24.
- JONKER, H. G.: De oorsprung van het glaciaal Diluvium in Nederland. Delft 1907.
- NIETHAMMER, G.: Die Klippen von Giswyl am Brünig. S.-A. aus: Centralbl. Min. 1907, Nr. 16. Stuttgart 1907.
- POHLIG, H.: Eiszeit und Urgeschichte des Menschen. Leipzig 1907.
- PREISWERK, H.: Die Kieslagerstätten von Aznalcollar, Prov. Sevilla. Bemerkung zu der Arbeit von B. WETZIG: Beiträge zur Kenntnis der Huelvaner Kieslagerstätten. S.-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geol. XIV. 1906.
- SCHMIDT, C.: Asphalt, Steinsalz, Erze. S.-A. aus: Handwörterbuch der Schweizer Volkswirtschaft, Sozialpolitik und Verwaltung, III. Bern 1907.
- Bild und Bau der Schweizer Alpen. Beil. z. Jahrb. Schweiz. Alp. Cl. 42, 1906/07. Basel 1907.
 - Erwiderung auf die vom 1. Oktober 1907 datierten Antworten der Baugesellschaft für den Simplontunnel BRANDT, BRANDAU & CIE., in Winterthur.
 - Tektonische Demonstrationsbilder. Taf. II—VI. S.-A. aus: Ber. über d. 40. Vers. d. Oberrhein. geol. Ver. zu Lindau 1907. 2 Exemplare.
 - Untersuchungen über die Standfestigkeit der Gesteine im Simplontunnel. Gutachten, abgegeben an die Generaldirektion der Schweizerischen Bundesbahnen. Bern 1907.
 - Über die Geologie des Simplongebietes und die Tektonik der Schweizeralpen. S.-A. aus: Eclogae geol. Helw. IX. 4.
- , BUXTORF, A., und PREISWERK, H.: Führer zu den Exkursionen der Deutschen geologischen Gesellschaft im südlichen Schwarzwald, im Jura und in den Alpen, August 1907. Der Deutschen geolog. Ges. gewid. v. d. Naturf. Ges. zu Basel. Basel 1907.
- und HINDEN, F.: Geologische und chemische Untersuchungen der Tonlager bei Altkirch im Ober-Elsaß und bei Allschwyl im Basel-land. S.-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geol. XV, 2. Berlin 1907.

Monatsberichte

der

Deutschen geologischen Gesellschaft.

Nr. 2.

1908.

Protokoll der Sitzung vom 5. Februar 1908.

Vorsitzender: Herr RAUFF.

Herr SCHEIBE verliest das Protokoll der Januar-Sitzung.
Es wird von der Versammlung genehmigt.

Als neue Mitglieder sind angemeldet:

Herr Dr. EDWIN HENNIG, Assistent am geologischen
Institut der Universität in Berlin und

Herr cand. geol. HANS RECK in Berlin, vorgeschlagen von
den Herren BRANCA, JANENSCH, STREMME.

Herr Oberförster H. BEHLEN in Haiger, vorgeschlagen
von den Herren STEINMANN, WILCKENS, SCHLAGINT-
WEIT.

Herr Dr. KARL OESTREICH, Privatdozent in Marburg
(Hessen), vorgeschlagen von den Herren KAYSER,
DIENST und STROMER.

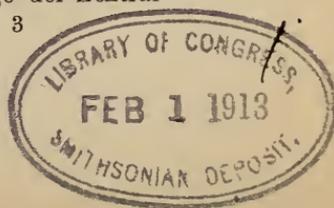
Herr stud. geol. ERICH HÖHNE in Berlin C, Große
Präsidentenstraße 7, vorgeschlagen von den Herren
WAHNSCHAFFE, SCHRÖDER, JENTZSCH.

Herr Diplomingenieur Dr. ALBERT ELLER, Direktor der
Westpreußischen Bohrgesellschaft in Danzig, vor-
geschlagen von den Herren BEYSSCHLAG, KRUSCH,
MICHAEL.

Der Vorsitzende verliest ein Schreiben der Wiener geolo-
gischen Gesellschaft, die von ihrer Gründung Mitteilung macht.
Die Versammlung stimmt zu, daß der Gesellschaft die Glück-
wünsche unserer Gesellschaft ausgesprochen werden.

Dann legt der Vorsitzende einen Aufruf des Herrn
Dr. G. BRAUN in Greifswald vor, der im Auftrage der Zentral-

3



kommission für wissenschaftliche Landeskunde in Deutschland ergeht und zur Beobachtung von Bodenbewegungen in Deutschland auffordert, über die durch Ausfüllung eines Fragebogens zu berichten wäre. (Siehe Seite 45 dieses Monatsberichtes).

Von den für die Bibliothek eingegangenen Veröffentlichungen besprechen Herr SCHEIBE und der Vorsitzende eine Anzahl.

Herr GOTHAN sprach über einige von DR. LOTZ in Deutsch-Südwestafrika gesammelte fossile Hölzer (als vorläufige Mitteilung). (Mit einer Textfigur.)

Das Vorkommen fossiler Hölzer — es handelt sich durchweg um gymnosperme — in Deutsch-Südwestafrika ist seit längerer Zeit bekannt, ohne daß indes davon etwas bearbeitet worden wäre. In dem Material, von dem hier die Rede ist, handelt es sich um zwei Stücke, die ich auf Ersuchen des Herrn Dr. LOTZ, der sie als Geschiebe auf dem Wege von Keetmanshoop nach Huns fand, zu bearbeiten übernahm. So gering das Material ist, so wertvoll ist es, da es sich in jedem Stück um ein Unikum handelt. In dem Vortrage wurde nur das eine betrachtet, da das Interesse am andern ein rein botanisches ist; über dieses wird in der später erscheinenden ausführlicheren Arbeit berichtet werden.

Sehr auffällig ist zunächst bei dem Holz der riesenhafte Markkörper, der ungefähr 6 cm Durchmesser hat, während der umgebende — aber wohl früher größer gewesene — Holzkörper nur 2—3 cm dick ist. Im Marke bemerkt man nun schon bei Betrachtung in Aufsicht zahlreiche runde Kreischen von ca $\frac{1}{2}$ —3 mm Durchmesser (es ist hier vom Querschliff die Rede), die beim ersten Anblick den Eindruck von markständigen Leitbündeln erwecken, in Wirklichkeit aber etwas anderes sind. Nähere Untersuchung zeigte, daß es sich um sklerotische Körper handelte, die, ungefähr zylindrisch, sich an beiden Enden zuspitzen; sklerotisch ausgebildet ist aber nur die äußere dunkle Zone der Körper, während der größere Innenraum von zartwandigerem Gewebe mit gestreckten Zellen eingenommen wird. Schon die äußere Form der Skleromkörper zeigt, daß es sich nicht um Leitbündel handeln kann, ferner spricht gegen solche die regellose Verteilung der Gebilde und das Fehlen von leitenden Elementen im Innern dieser Körper. Die Skleromkörper sind mit dem Markparenchym verwachsen, das fast durchgehends fächerig schrumpft ist (wie etwa das Cordaitenmark, nur sind die

„Fächer“ viel schmaler). Das Markparenchym hat sich sicherlich in sehr aufgeweichtem Zustande befunden und wäre zweifellos ganz verschumpft, wenn ihm die darin verteilten Skleromkörper nicht einen gewissen Halt geboten hätten.

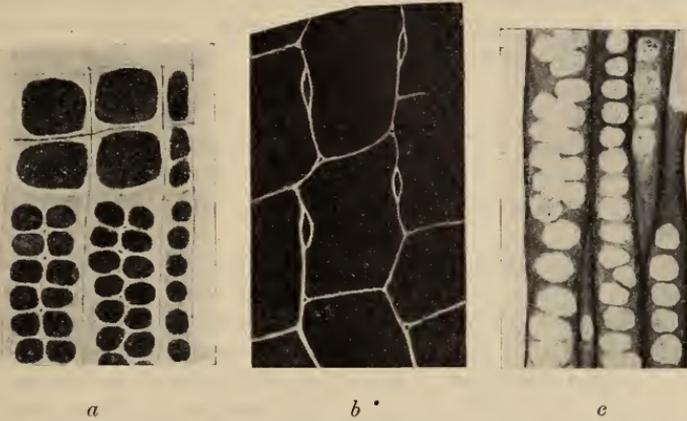


Fig. 1. *Dadoxylon scleroticum* GOTH.

- a Radialschliff. Hoftüpfel usw. im polarisierten Licht. $220/1$.
- b Querschliff. Desgl. ca $400/1$.
- c Hoftüpfelreste; das Dunkle ist wahrscheinlich Brauneisen.
Nicht polarisiertes Licht. $220/1$. gez. GOTHAN.

Der Holzkörper erwies sich zunächst so schlecht erhalten, daß man von Hoftüpfeln keine Spur sah, so daß die Untersuchung hier wenig Erfolg versprach. Die Anwendung polarisierten Lichts ergab jedoch hier unerwarteterweise eine große Unterstützung, da die Versteinerungsmasse des Holzes — Kalzit — in kristallographisch verschiedener Orientierung abgelagert war. Die Hoftüpfel (Fig. 1 a) traten plötzlich sehr deutlich hervor, und zwar erschienen sie wie in der Abbildung schwarz auf weißem Grunde (bei Drehung um 90° natürlich dann weiß auf schwarzem Grunde), jedoch ohne Porus und sonstige Details. Fig. 1 b zeigt das Bild im Querschliff; hier erkennt man, daß kristallographisch gleich orientiert sind und schwarz erscheinen: alle Zellhohlräume (auch die der Hoftüpfel) und die Zellwände selbst; weiß und der eben genannten Versteinerungsmasse gegenüber kristallographisch entgegengesetzt orientiert erscheinen wesentlich die Tracen der Mittellamellen. Es liegt hier wohl eine zweifache Versteinerungsperiode vor. Die Mittellamelle, die verkorkt ist und länger der Zersetzung widersteht als die

Holzmembranen, wurde zunächst nicht mitversteint, sondern nur die schwarz erscheinenden Partien. Später wurde auch die Mittellamelle weiter affiziert und beim Einsetzen eines neuen Versteinerungsprozesses nun ihrerseits versteint, das Versteinerungsmaterial aber zufällig in kristallographisch anderer Orientierung abgesetzt als vorher, wodurch der höchst eigentümliche Erhaltungszustand des Holzes hervorgerufen wurde. Es treten diese Verhältnisse an vielen Stellen des Holzes nicht so modellhaft auf wie in Fig. 1 a u. b; über die hier Platz greifenden Komplikationen wird später berichtet werden. Fig. 1 c zeigt Hoftüpfelreste, die ich an einem später angefertigten Schliff auch ohne polarisiertes Licht auffand.

Wie die Hoftüpfelanordnung zeigte (übrigens sind die Konturen dieser nicht erhalten; man sieht nur die Steinkerne der Hoftüpfelhohlräume), handelt es sich um *Dadoxylon*- (araucarioide) Struktur. Obwohl wegen der Markstruktur sehr isoliert dastehend, wird das Holz doch am besten bei *Dadoxylon* belassen, da man sich mangels jeglicher Analoga über die systematische Zugehörigkeit doch kein Bild machen kann. Als Speziesname erscheint *scleroticum* in Rücksicht auf die Skleromkörper im Mark sehr passend.

Schwierig ist die Frage zu beantworten, welcher Formation die Hölzer entstammen. Von verschiedenen Seiten wurde vermutet, daß sie aus der Karooformation herrührten. Vergleichen wir Hölzer aus sämtlichen Formationen der nördlichen Hemisphäre mit ihnen, so fehlt — sicherlich für das eine eben besprochene — etwas Ähnliches gänzlich. Der große Markkörper weist auf Paläozoikum, wo viele Gymnospermen sehr weites Mark haben; ich erinnere an die Cordaiten, *Pityx*, *Calamopityx*-Arten u. a., die indes ganz anderen Markbau haben. Man hat den Eindruck, daß das Holz aus einer Formation stammt, das in bezug auf die Anatomie der Pflanzenreste noch ganz unbekannt ist. Eine solche sind aber die *Glossopteris*-Schichten. Das einzige, was wir daraus in dieser Hinsicht haben, sind mangelhafte Beschreibungen australischer *Dadoxyla*. Bis zum Beginn des Ober-Karbons scheinen nun die Floren auf der südlichen und nördlichen Hemisphäre ähnlich gewesen zu sein, dann ging die Entwicklung weit auseinander durch Auftreten der *Glossopteris*-Flora im Süden, um gegen den Jura wieder zu konvergieren, so daß wir im mittleren Jura wieder auf der ganzen Erde eine ziemlich ähnliche Pflanzendecke haben. Aus den Perioden, wo die Floren auf der Erde im Süden und Norden ähnlich waren, kennen wir, meist von der Nord-

hemisphäre, hinreichend Holzreste, um sagen zu können, daß unser Material einer von diesen Floren und Perioden wohl nicht angehört. Känozoisch ist es keinesfalls. So bleibt — besonders mit Rücksicht auf den bereits genannten paläozoischen Charakter des beschriebenen Holzes — die Annahme einigermaßen wahrscheinlich, daß die Reste der *Glossopteris*-Flora und ihren Schichten entstammten, obwohl sich hierüber Bestimmtes nicht aussagen läßt.

Darauf sprach Herr C. GAGEL über das Grundgebirge von La Palma. (Hierzu 2 Texttafeln und 1 Textfigur.)

Schon von dem ersten Erforscher der Insel La Palma, LEOPOLD V. BUCH¹⁾, war festgestellt worden, daß sich am Grunde der berühmten Caldera unter den jungvulkanischen Bildungen Gesteine von ganz anderem Charakter vorfinden, die er als primitive Gebirgsarten bezeichnet, vorwiegend für Diorit erklärt und z. T. mit gewissen „Hornblendegesteinen“ vergleicht, „die in den Alpen so häufig dem Gneis aufliegen“.

Diese Gesteine sind nachher von allen späteren Erforschern der Insel als besonders wichtig angesehen und mehr oder minder ausführlich besprochen. LYELL²⁾ erklärte sie als feldspathaltige Laven und Tuffe von sehr hohem Alter, ohne sie genauer ihrem Wesen nach zu identifizieren, und erst REISS³⁾ gab eine genauere und spezialisierte Beschreibung aller im Grunde der Caldera auftretenden Gesteine, die er teils zu den Diabasen, teils zu den Hyperstheniten stellte. Er hob hervor, daß unter den Diabasen die dichten, aphanitartigen Gesteine vorherrschten, daß aber auch Diabasporphyre, Oligoklas- und Augitporphyre, Glimmer- und Feldspatporphyrite sowie variolithartige Gesteine und solche von tuffartigem Charakter aufträten, ferner, daß diese Gesteine z. T. mit „doleritischen Gesteinen“ wechseln und daß sie meistens sich in einem sehr zersetzten Zustande befänden; endlich, daß eine starke Chlorit- und Epidotbildung in allen diesen Gesteinen zu beobachten wäre, und daß die meisten einen mehr oder minder großen Gehalt an Karbonaten aufwiesen.

Damit war im wesentlichen der Charakter dieses Grundgebirges der Insel festgestellt; spätere Beobachter haben diesen

¹⁾ L. v. BUCH: Physikalische Beschreibung der Kanarischen Inseln. Berlin 1825, S. 291—292.

²⁾ CH. LYELL: A manual of Elementary Geology, 1855, S. 489 und Elements of Geology, 1865, S. 625—633.

³⁾ W. REISS: Die Diabas- und Lavenformation der Insel Palma, 1861, S. 11—20.

Befund bestätigt, und COHEN¹⁾ erklärte auf Grund mikroskopischer Untersuchung des REISSschen Materiales die „Hypersthenite“ von REISS für wahrscheinlich vortertiäre Tiefengesteine, teilte sie in olivinführende und olivinfreie ein und bezeichnete sie als Diabase, Diorite und Syenite, bestätigte also z. T. die alte Diagnose v. BUCHS.

Im März des Jahres 1907 hatte ich nun Gelegenheit, die Caldera von La Palma 14 Tage lang genau zu studieren und mich besonders mit dem alten Grundgebirge genauer zu beschäftigen, weil dieses bei der Frage nach der Entstehung der Caldera eine ausschlaggebende Rolle spielt.

Ich konnte die Angaben von REISS in jeder Hinsicht durchaus bestätigen, konnte eine Anzahl wichtiger Beobachtungen über die Lagerungsverhältnisse der einzelnen Gesteine des Grundgebirges machen und photographisch festlegen und habe dabei eine große Anzahl — über 250 — Handstücke geschlagen, deren genauere petrographische Bearbeitung ich der Freundlichkeit meines Kollegen Dr. FINCKH verdanke.

Die Untersuchung der Diabase im Sinne von REISS (nicht der von COHEN Diabas genannten Tiefengesteine) ergab nun, daß hier in der Tat eine Serie altvulkanischer Ergüsse und Ganggesteine mit dazugehörigen Tuffen vorliegt, die z. T. so hochgradig zersetzt und verändert sind, daß ihr ursprünglicher Charakter nicht mehr genau festzustellen ist. Es sind Diabase im dem Sinne des Wortes, wie es bei uns in Deutschland für die alten, hochgradig veränderten, grünsteinartigen Ergußgesteine des alten, gefalteten Gebirges gebraucht wird, also Gesteine, bei denen fast nur noch die Feldspate, und zwar vorwiegend saure Plagioklase, zu erkennen sind; alle übrigen Gemengteile sind aber so stark chloritisiert bzw. epidotisiert, daß ihre ursprüngliche Natur meistens nicht mehr erkennbar ist. Daneben tritt ein hoher Gehalt an sekundären Karbonaten sowie teilweise an Zeolithen auf.

Diese Gesteine sind vielfach recht feinkörnig bzw. dicht und oft als Mandelsteine, allerdings meist mit recht kleinen Mandelausfüllungen von Zeolithen und Karbonaten ausgebildet und weisen z. T. eine sehr eigentümlich kugelig-strahlige Struktur auf, so besonders im Gran Barranco bei La Viña. (Fig. 3 der Texttafeln.)

Mit diesen „Diabasen“, die in deutlichen, zum Teil stark aufgerichteten und transversal zerklüfteten Bänken auftreten

¹⁾ COHEN: Über die sogenannten Hypersthenite von Palma. N. Jahrb. Min. 1876, S. 747.

(Fig. 1 der Texttafeln), und deren ursprünglicher Charakter nicht mehr genau festzustellen ist, deren Feldspate aber z. T. noch die deutlichsten und unverkennbarsten Anzeichen mechanischer Zertrümmerung infolge Gebirgsdrucks zeigen, wechsellagern nun aber an vielen Stellen Gesteine, die z. T. noch nicht so stark zersetzt, z. T. so charakteristisch beschaffen sind, daß sie noch ihre Beschaffenheit als Essexite bzw. Trachydolerite vertragen, so besonders die so unverkennbaren Essexitporphyrite (BRÖGGER). Jene Gesteine zeichnen sich außer durch die z. T. so charakteristische Struktur durch das Auftreten von brauner barkevikitischer Hornblende und von Biotit aus, und die Essexitporphyrite sind von den jungen Essexitporphyriten, die in der jungvulkanischen Deckformation La Palma's (und Madeiras) auftreten, kaum zu unterscheiden; — der Unterschied besteht nur in der geringeren Frische.

So fanden sich zwar stark zersetzte, aber unverkennbare, barkevikithaltige Trachydolerite, z. T. noch mit demselben seidenglänzenden Bruch wie im jungen Deckgebirge, im Grundgebirge unterhalb La Viña neben einem Trachydolerit, der in der obenerwähnten eigentümlichen kugelig-strahligen Absonderung auftritt, und von dem ich aus einem Tunnel, 20 m unter der Oberfläche, ein verhältnismäßig frisches Handstück sammeln konnte. Ein in derselben Gegend auftretender Mandelstein erwies sich ebenfalls als glimmerhaltiger Trachydolerit. Trachydolerit fand sich im Grundgebirge oberhalb La Viña. Barkevikitführender Trachydolerit steht an in steil aufgerichteten, gepreßten, transversal zerklüfteten Bänken an der Madre del agua, wo auch eine verhältnismäßig frische, steilstehende Bank typischen, grauen, fleckigen Trachydolerits beobachtet wurde. Ferner fand sich zersetzter Trachydolerit im Grundgebirge bei Taburiente sowohl als Bank wie als steilstehender Gang (gebändert und stark zersetzt) und massenhafte Gerölle von Essexitporphyrit.

Zersetzter, plattiger Trachydolerit mit seidenglänzendem Bruch wurde beobachtet im Grundgebirge des Barranco del Almendrero amargo, ebenso am Rocque del Capadero; endlich wurden ganz typische Essexitporphyrite gefunden im Grundgebirge des Barranco del Diablo, wo sie auch zahlreich als Gerölle auftreten; ein grünlichgrauer barkevikit- und glimmerführender Trachydolerit wurde noch im Grundgebirge am Tunnel unter der Cumbrecita beobachtet.

An den Stellen, wo das Grundgebirge die intensivsten Störungen tektonischer Natur zeigt: steil aufgerichtete Bänke mit stark transversaler Zerklüftung (Fig. 1 u. 2 der Texttafeln),

so besonders im Gran Barranco bei Madre del agua und auch im Barranco de Taburiente, B. del agua agria und B. del Diablo, zeigten sich in dem steil aufgerichteten und durch zahlreiche Gänge zerrissenen, grünlichen Grundgebirge oft sehr merkwürdig unregelmäßig-eckig begrenzte Massen sehr heller Gesteine, die also sicher zum alten Grundgebirge gehören, und die sich bei der mikroskopischen Untersuchung als Stücke zerquetschter Gänge erwiesen, als Essexitaplite und Kalkbostonite. (Fig. 2 der Texttafeln.)

In diesem alten Grundgebirge fanden sich nun als Lagergänge nicht mehr frische, aber noch unverkennbare Essexite mit Erscheinungen starker Pressung bei Madre del agua; ferner fand sich Hornblende-Essexit und ein unfrischer Essexit im Grundgebirge des Gran Barranco bei J. M. Capellan und ebenda ganz basischer, pyroxenitartiger Essexit.

In Wechsellagerung mit den unbestimmbaren „Diabasen“ und den als Trachydolerit erkenntlichen Diabasen finden sich nun auch noch solche, die sich als alte Feldspatbasalte kennzeichnen (Grundgebirge unterhalb La Viña im Gran Barranco), sowie camptonitartige, aber bankförmig auftretende Gesteine (La Viña) und eine Bank eines augititartigen Gesteins als extreme basische Glieder derselben Gesteinsreihe.

Zu diesen alten Ergußgesteinen mit eingelagerten Tiefengesteinen kommt nun die charakteristische Ganggefolgschaft sowohl frischer wie mehr oder minder zersetzter Camptonite und Kalkbostonite, die überall diese alten Gesteine durchsetzen und zum Teil sicher zum Grundgebirge gehören, sowie das Auftreten älterer, nicht mehr frischer Tiefengesteine: Essexite, die gang- und stockförmig in den tiefsten Stellen der Caldera auftreten, zusammen mit mächtigen Stöcken und Gängen von vollständig frischen Essexiten. Das sind die Gesteine, die REISS als Hypersthenite, COHEN als Diabase, Diorite und Syenite bezeichnet hatte.

Diese Essexite zeigen nun alle möglichen Modifikationen; es sind sowohl normale Essexite mit wenig Orthoklas, vorwiegendem Plagioklas, Analcim, Augit, Olivin, brauner barkevikitischer Hornblende, Biotit und Titaneisen als auch hornblendereichere Abänderungen, die annähernd denselben Mineralbestand wie vorher, nur mit reichlicherem Barkevikit aufweisen, ferner solche mit sehr stark zurücktretenden, farblosen Gemengteilen, die pyroxenitähnlich werden, endlich orthoklasarme bis orthoklasfreie Essexite, die ganz wesentlich neben basischem Plagioklas aus Olivin, Augit sowie Glimmer (Biotit) bestehen.

Ferner sind sowohl stark miarolithische Nephelinsyenite, Glimmeressexit als auch pyroxenitähnliche Gesteine an den verschiedensten Stellen der Caldera als absolut frische Gesteine in dem stark zersetzten Grundgebirge und neben den unfrischen Essexiten und Pyroxeniten beobachtet.

Auch in der strukturellen Beschaffenheit gibt es alle Übergänge von ganz feinkörnigen bis zu ganz grobkörnigen, ebenso wie von den recht hellen bis zu fast schwarzen Gesteinen und solchen in denen helle und dunkle schlierige Streifen und Bänder öfter miteinander wechseln.

Das Nähere über diese zwar im Grundgebirge auftretenden, aber ganz frischen Essexite und ihre Beziehungen zu den jungvulkanischen Deckgesteinen der Insel wird demnächst an anderer Stelle ausführlicher besprochen werden¹⁾; es haben sich hier im wesentlichen dieselben Beziehungen ergeben, wie ich sie vor drei Jahren zwischen den Essexiten Madeiras und dessen jungvulkanischer Formation nachweisen konnte²⁾, nur liegen auf La Palma bei den grandiosen, fast über 1800 m Vertikalerstreckung reichenden Aufschlüssen die Verhältnisse noch viel übersichtlicher und klarer.

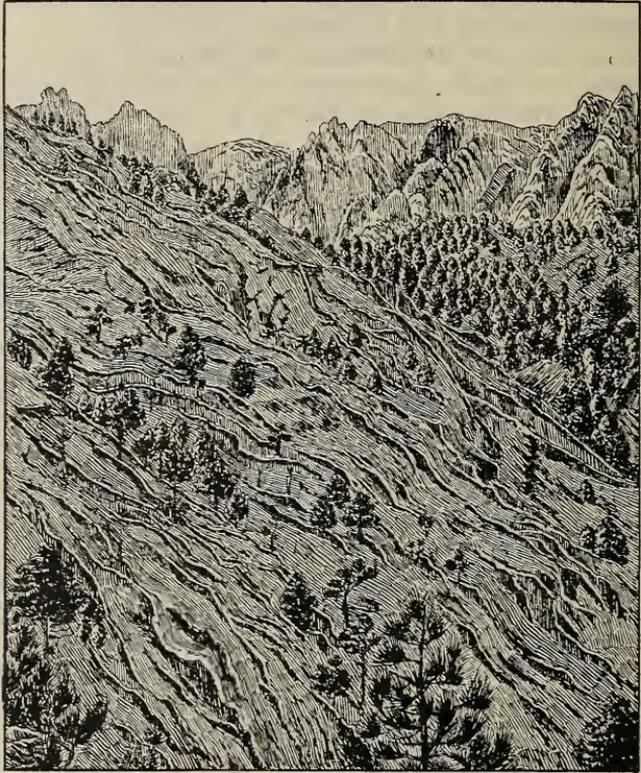
Es sind sowohl auf der Ostseite als auf der Süd- und Westseite des Calderadomes, und zwar sowohl in den tiefsten wie in den mittleren und oberen Lagen des jungen Deckgebirges, sowohl ganz typische hellere und dunklere Trachydolerite, z. T. mit einer sehr charakteristischen Struktur (wie auf Madeira) oder mit den seidenglänzenden Bruchflächen, wie auch die so unverkennbaren Essexitporphyrite nachgewiesen. In Wechsellagerung mit diesen Bänken treten nun basanitische Gesteine, Feldspatbasalte und Gesteine vom Typus der Essexitmelaphyre BRÖGGERS auf, sowie Gesteine, die den Limburgiten genähert sind. Diese letzteren scheinen die obersten Ergüsse des Calderadomes zu bilden.

Endlich sind auf der Außenseite des Calderadomes noch mehrfach hauynführende Tephrite und Nephelinite nachgewiesen, die z. T. sicher, z. T. wahrscheinlich als späte Nachschübe auftreten. Dazu kommen eine große Anzahl ganz frischer, durch altes und junges Gebirge durchsetzender Gänge von Camptonit (Fig. 4 der Texttafeln) und Kalkbostonit sowie von variolithartigem Kalkbostonit, Sodalith-Gauteit und typischen Essexiten (letztere nur im Grundgebirge) an den ver-

¹⁾ Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin, 1908, H. 3 u. 4.

²⁾ C. GAGEL: Geologische Beobachtungen auf Madeira. Diese Zeitschr. 55, 1903, Monatsber. S. 117.

schiedensten Stellen im Innern und am Rande der Caldera, so daß die ganze Serie der essexitischen Gesteine hier ihre Gang- und Ergußgesteine findet.



Essexit- und Camptonitgänge im Grundgebirge des Barranco del Almendrero amargo.

(Im Hintergrunde die Ostwand der Caldera.)

Nachträglich werde ich darauf aufmerksam gemacht, daß ROSENBUSCH in der neuesten Auflage der mikroskopischen Physiographie der Gesteine offenbar auf Grund erneuter Untersuchung des REISS-COHENSCHEN Materials zu denselben Resultaten bezüglich der Natur der Tiefengesteine als Essexite gelangt ist, wie sie oben dargelegt sind. ROSENBUSCH erwähnt unter diesen Tiefengesteinen auch Monzonite, die unter dem von mir gesammelten Material ebenfalls vorhanden sind.

Anhangsweise möchte ich ferner bemerken, daß die von mir vor 3 Jahren besprochenen Essexite aus der Gegend von Porto da Cruz auf Madeira wahrscheinlich dieselben sind, deren Auftreten in der Ribeira de Majade (Majato) K. v. FRITSCH schon beschrieben hat (diese Zeitschr. XIV, 1862, S. 544—550).

Ich habe im letzten Jahre vergeblich in dem mir als Ribeira de Majade gezeigten Bachlauf nach Essexiten gesucht — nach der Beschreibung von FRITSCHS ist aber seine Ribeira de Majade (zwischen dem alten und neuen Portellaweg) aller Wahrscheinlichkeit nach identisch mit dem mir als Ribeira das Voltas bezeichneten Bachlauf, in dem ich vor 3 Jahren die Essexite beobachtete und der auch die Namen Ribeira do Lombo und Ribeira da Quedogorda führen soll. Die Namen sind in diesem Gebiet offenbar sehr wenig fixiert.

Die FRITSCHSche Essexitfundstelle der „Soca“ in der Ribeira de Massapez ist ohne Schwierigkeit zu finden und zeigt einen prachtvollen 60–80 m hohen Stock mitten in feinkörnigen, dunklen, jungen Eruptivgesteinen. (Vgl. Abbild. Zeitschr. Ges. f. Erdkunde, a. a. O.)

Herr FINCKH legte im Anschluß an den Vortrag des Herrn GAGEL noch einige Essexite, Kalkbostonite (Mänaitporphyr, Gauteit) und Camptonite von La Palma und im Vergleich mit diesen entsprechende Gesteine von Norwegen und aus dem böhmischen Mittelgebirge vor. Er führte des weiteren aus, daß die vorläufige Untersuchung der Gesteine des älteren Grundgebirges auf La Palma bereits zu dem Ergebnis geführt habe, daß diese ebenso wie die Gesteine der jüngeren Lavaformation Ergußformen essexitischer Magmen darstellen. Die älteren Gesteine sind zum Teil so stark zersetzt wie unsere deutschen Diabase; sie sind von solchen im Handstück vielfach nicht zu unterscheiden und wurden daher auch früher als Diabas bezeichnet. Eine eingehendere Bestimmung dieser Diabase von La Palma wäre ebenso erschwert, wie dies bei unsern deutschen Diabasen der Fall ist, wenn nicht ein Teil dieser Gesteine noch so weit erhalten wäre, daß sie sich als zweifellos essexitische Gesteine erkennen lassen. Nach den vergleichenden Untersuchungen des Herrn FINCKH stimmen die Diabase von La Palma auch mikroskopisch mit manchen deutschen Diabasen überein, die er ebenfalls für essexitische Gesteine hält. Der Autor hat schon im vergangenen Jahre im Anschluß an den Vortrag des Herrn ERDMANNSDÖRFFER¹⁾ über die Essexit- und Theralithdiabase des Harzes darauf hingewiesen, daß auch die von ihm bearbeiteten vogtländischen Diabase essexitische Gesteine sein dürften, und daß unter diesen stark zersetzte Camptonite vertreten sind.

Von besonderem Interesse ist auch das Vorkommen von typischem, frischem Pikrit auf La Palma, der nach der Art seines Auftretens als Gang im zersetzten Grundgebirge als Spaltungsprodukt des essexitischen Magmas aufzufassen ist.

An der Diskussion beteiligen sich die Herren TANNHÄUSER, ERDMANNSDÖRFFER und GAGEL.

¹⁾ Diese Zeitschr. 59, 1907. Monatsber. 2. S. 16.

Darauf sprach Herr O. H. ERDMANNSDÖRFFER über Quarzkristalle mit Fossilresten aus dem westfälischen Massenkalk (hierzu eine Tafel im Text).

Von meinem Kollegen Dr. LOTZ wurde mir eine größere Anzahl loser Quarz- und Eisenkieselkristalle zur Untersuchung übergeben, in denen deutliche Reste von Stromatoporenskeletten zu erkennen sind. Alle diese Vorkommen hatte Herr BRAKENSIEK in Iserlohn gesammelt; die Quarze stammen aus der Umgegend von Dröschede, wo sie auf Äckern im Gebiet des mitteldevonischen Massenkalkes herausgewittert umherliegen, die Eisenkiesel aus demselben Kalke der Gegend von Sundwig, dem altbekannten Fundpunkt für dieses Mineral. Vom Burgberg bei Letmathe stammt schließlich noch ein Stück Stromatoporenkalk, das eine Anzahl skelettführender Quarze eingewachsen enthält.

Die mir vorliegenden Kristalle sind ausnahmslos von den Prismen- und den Grundrhomboederflächen begrenzt. Sie erreichen eine Länge von 16 mm und eine Dicke von 7 mm. Die Farbe der meisten ist ein dunkles Schwarzbraun, seltener sind hellbräunliche. Die organischen Strukturformen heben sich meist in hellbraunen oder grauen Tönen von dem dunkeln Untergrund ab; ihrem Verhalten gegen HCl nach, ist Limonit an ihrem Aufbau beteiligt.

Beim Glühen nehmen die dunkeln Kristalle eine hellgraue Farbe an, und die dunkeln Limonitteile färben sich hellrot. Behandelt man einen Kristall mit kalter, verdünnter HCl, so verrät ein schwaches Brausen das Vorhandensein von Kalkspat, auch im Innern durchgeschlagener Exemplare.

Die zwei stromatoporenführenden Eisenkieselkristalle von Sundwig sind nur klein und unterscheiden sich sonst nicht weiter von dem bekannten roten Eisenkiesel dieser Lokalität. Die Skelettreste treten hellbraun aus dem dunkelroten Untergrund hervor.

Den äußern Anblick der Quarzkristalle geben die auf der Tafel in 2facher Vergrößerung abgebildeten 8 Exemplare deutlich wieder. (Fig. 1—8 der Tafel.)

Beim Durchschlagen der Kristalle fällt sofort ihr ausgezeichneter zonarer Aufbau ins Auge, der mit einer mehr oder weniger deutlichen lockern und porösen Beschaffenheit einzelner der Schichten verbunden ist. Diese wechseln, oft mehrfach, mit völlig kompakten Lagen verschiedengefärbten Quarzes ab. Im innern Aufbau der porösen Schalen, die bald randlich, bald zentral im Kristall auftreten, erkennt man die Stromatoporenstruktur deutlich wieder.

Die verschiedene Natur und Verteilung der Kristallschichten bringt es mit sich, daß bald reine Quarzsubstanz in dickeren Schichten die Oberfläche des Kristalls einnimmt, bald nur eine dünne Lage, durch welche die organogene Struktur der nächsten Schale deutlich hindurchschimmert, oder daß schließlich eine poröse, skelettführende Substanz die äußerste Schicht einnimmt, wobei die Verwitterung die leichtlöslichen, karbonatreichen Teile entfernt haben kann; so daß die Oberfläche des Kristalls rau und korrodiert erscheint.

Nirgends hat man in solcher Oberflächenbeschaffenheit der Kristalle nur etwa einen äußerlichen Abdruck der organischen Struktur des umgebenden Kalkes zu erblicken.

Auch im Dünnschliff tritt der Aufbau der Kristalle deutlich hervor. Auf der Tafel geben die Figuren 10 und 11 in 10 facher Vergrößerung Bilder von Schnitten parallel und senkrecht zur Hauptachse eines Kristalls wieder. Die Schiffe haben die Dicke von 0,07 mm.

Längsschnitt (Fig. 10 der Tafel). Den äußersten Saum des Kristalldurchschnitts nimmt eine sehr dünne Zone von reinem Quarz ein; darunter folgt eine Zone von 1—4 mm Breite, die durch Skelettstruktur ausgezeichnet ist.

Die Quarzsubstanz dieser Schale scheint im Bilde grau gesprenkelt: dies sind zahllose winzige Einschlüsse von regellos, meist rundlich gestalteten Kalkspatkörnchen, ähnlich, wie BRAUNS sie aus Eisenkiesel von Warstein i. W. beschrieben hat¹⁾. Nicht selten zeigen sie auch hier eine deutliche Anordnung zu Zügen (bzw. Flächen) parallel dem zonaren Aufbau des Kristalls. Die im Bilde schwarz hervortretenden Partien dieser Zone erzeugen hauptsächlich die Stromatoporenstruktur. Sie bestehen aus einem Gemenge von Kalkspatkörnchen und Limonit. Die zapfen- und löcherartig zwischen sie hineindringenden weißen Stellen des Bildes sind nicht Quarz, sondern Poren, denen des Stromatoporenskeletts entsprechend, im Schliff mit Kanadabalsam erfüllt. Solche Schalen gehören zu den lockern, porösen Partien im Innern der Kristalle, wie sie oben geschildert wurden.

An diese Zone schließt sich nach innen eine andere, die aus vorherrschendem Quarz besteht, in den ebenfalls zahllose zu parallel orientierten Zügen geordnete Kalkspatkörnchen eingeschlossen sind. Das Hervortreten einer der Basis des Quarzes entsprechenden Linie ist nur scheinbar, und durch

¹⁾ N. Jahrb. Min., Beilagebd. XXI. 1906, S. 460.

die seitlich von der Kristallachse erfolgte Führung der Schnittfläche zu erklären.

Im zentralen Teil des Kristalls tritt wieder, wenn auch weniger gut erkennbar, die Stromatoporenstruktur neben deutlichem Zonarbau auf.

Querschnitt (Fig. 11 der Tafel). Hier erkennt man im wesentlichen die gleichen Verhältnisse, vor allem auch das Abwechseln von Quarzlagen mit stromatoporenerfüllten porösen Schalen, deren Reichtum an Limonit, wodurch ihre schwarze Färbung im Bilde erzielt wird, und die Anhäufung von Kalzitkörnchen im Quarz, die so intensiv ist, daß man an vielen Stellen kein Interferenzbild der Quarzsubstanz im konvergenten Licht erhalten kann.

Die 2 dünnen weißen Bänder, welche den innersten Kern des Kristalls umgeben, zeigen eine besondere Zusammensetzung: Sie bestehen aus äußerst feinen, jeweils senkrecht zur Längserstreckung der Schicht stehenden Stengelchen oder Fasern, die gerade auslöschend und geringe Doppelbrechung zeigen. Ihre Längsachse ist optisch positiv; das schließt Chaledon, woran man zunächst denken würde, aus. Wahrscheinlich handelt es sich hier analog den von BRAUNS¹⁾ beschriebenen Vorkommen um eine Pseudomorphose von Quarz nach Chaledon, die zeigt, daß bei der Entwicklung dieser Kristalle gleichfalls ein mehrfacher Wechsel in den Stabilitätsverhältnissen der jeweils abgeschiedenen Kieselsäureformen geherrscht hat.

Von Wichtigkeit für die Entstehung der organischen Formen im Innern der Kristalle ist das erwähnte Kalkstück vom Burgberg bei Letmathe, das auf der Tafel als Nr 1 in doppelter Vergrößerung abgebildet ist. Es ist ein echter hellgrauer Stromatoporenkalk mit deutlicher Struktur und ohne jede Spur von Verkieselung oder Vererzung. In ihm liegen ganz regellos verstreut die Kristalle, die tiefdunkelbraun gefärbt sind und z. T. die Skeletteinschlüsse deutlich erkennen lassen, z. T. weniger gut oder auch gar nicht. Auf der Abbildung treten sie ihrer dunkeln Farbe wegen überhaupt nicht hervor.

Herr Dr. BELOWSKY hatte die Liebenswürdigkeit, mir die Vorräte an Eisenkiesel im Museum für Naturkunde zu zeigen: auch hier fand sich ein Stück Stromatoporenkalk von Sundwig, dessen zahlreiche und schöne Eisenkieselkristalle deutlich Einschlüsse von Stromatoporen erkennen ließen.

¹⁾ a. a. O. S. 457—458.

Rote Eisenkieselkristalle aus einem durch Roteisen schwach gefärbten Kalk von Sundwig, der keine Spur von organischer Struktur erkennen läßt, sind gleichfalls frei von solcher, zeigen aber deutlich zonaren Aufbau, wenn man sie durchschlägt.

Die losen, skelettführenden Kristalle müssen also aus Stromatoporenkalk ausgewittert sein. Das Vorkommen zeigt deutlich die nachträgliche Entstehung der Kristalle im Kalk, wie sie BRAUNS auch für seine Warsteiner Vorkommen hervorhebt¹⁾. Sie sind von einzelnen Kristallisationszentren aus gleichsam in die präexistierende organische Form hineingewachsen.

Verkieselungsvorgänge in größerem Maßstabe beschrieb DENCKMANN aus der Umgebung von Warstein²⁾, dem Fundpunkt der von BRAUNS beschriebenen Eisenkiesel, wo nicht nur Massenkalk, sondern auch die Intumescens- und die Clymenienstufe in fossilführende „Quarzite“ umgewandelt sind. Bekannt sind ferner der Pentamerus-„quarzit“ von Greifenstein³⁾, die fossilführenden verkieselten Kalke des Ibergs im Oberharz⁴⁾ und andere Vorkommen.

Die anschauliche Schilderung die VON DECHEN von dem Vorkommen des im Kalkspat auftretenden gelben Sundwiger Eisenkiesels gibt⁵⁾, trifft, was die Anordnung der Neubildungsprodukte anlangt, auch für manche der im Kalkstein auftretenden roten Eisenkiesel und Quarze zu: Die Intensität der Verkieselung und der vielfach damit verbundenen Vererzung nimmt mit der Entfernung von den Spalten, von denen aus die Umwandlung vor sich ging, ab; die einzeln in reinem Kalk liegenden Kristalle (siehe Fig. 9 der Tafel) stellen das letzte seitliche Ausklingen des Silifizierungsvorganges dar und waren deshalb vielleicht besonders zur Erhaltung zarterer Strukturformen geeignet.

An der Diskussion nehmen teil die Herren GOTHAN, RAUFF und ERDMANNSDÖRFFER.

1) a. a. O. S. 460 u. f.

2) Diese Zeitschrift 46, 1894, S. 481.

3) H. LOTZ: Jahrb. Preuß. geol. Landesanst. f. 1900, S. 64.

4) v. GRODDECK: dasselbe Jahrbuch für 1882, S. 59.

5) In NÖGGERATH: Das Gebirge in Rheinland-Westfalen, Bd II, S. 45.

Dann trug Herr R. BÄRTLING vor über die Ausbildung und Verbreitung der Unteren Kreide am Westrande des Münsterischen Beckens.

Weniger bekannt als Nord-, Ost- und Südrand des Kreidebeckens von Münster ist sein Westrand. Die älteren Arbeiten und Kartenaufnahmen, die wir hauptsächlich v. DECHEN, F. ROEMER, H. CREDNER, HOSIUS und KOSSMANN verdanken, bilden für die Bearbeitung dieses Gebietes eine gute Unterlage. Die Beobachtungen beschränkten sich aber bei allen älteren Autoren auf eine verhältnismäßig geringe Zahl von Aufschlüssen. Die neueren Arbeiten von A. WOLLEMANN¹⁾, E. HARBORT²⁾ und G. MÜLLER³⁾ behandeln entweder nur gewisse Gebietsteile und einzelne Formationsstufen, oder sie geben nur die Ergebnisse von Reisebeobachtungen oder von einzelnen Tiefbohrungen wieder. Da sich die Höhenzüge von Bentheim und auch noch die Kreidefalten von Gronau und Ochtrup zwangloser dem System der nördlichen Randfalten der westfälischen Kreidemulde einordnen lassen, so kommen sie für uns bei Besprechung der Verhältnisse am Westrande des Beckens nur indirekt in Betracht.

In den beiden letzten Jahren hatte ich Gelegenheit, längere Zeit in dem westfälisch-niederländischen Grenzgebiet zu verbringen und zusammen mit Herrn Landesgeologen Professor KRUSCH und mit Hilfe der damaligen Bergreferendare Herren C. SCHULZE, W. und E. RUNGE, SCHULZE-BUXLOH und WILLBERG ein größeres Gebiet in den Kreisen Ahaus und Borken aufzunehmen. Erleichtert wurden unsere Arbeiten dadurch, daß gleichzeitig von der Kgl. Niederländischen Rijksopsporing van Delfstoffen durch Herrn Bergingenieur P. HUFF-

¹⁾ A. WOLLEMANN: Die Bivalven und Gastropoden des deutschen und holländischen Neokoms. Abh. Preuß. geol. Landesanst. N. F. 31.

²⁾ E. HARBORT: Die Fauna der Schaumburg-Lippeschen Kreidemulde. Abh. Preuß. geol. Landesanst. N. F. 45.

— Ein geologisches Querprofil durch die Kreide-, Jura- und Triasformation des Bentheim-Isterberger Sattels. Festschr. z. 70. Geburtstage von ADOLF v. KOENEN, gew. von seinen Schülern, 1907, S. 471.

³⁾ G. MÜLLER: Die untere Kreide im Emsbett nördl. Rheine. Jahrb. Preuß. geol. Landesanst. f. 1895. Berlin 1896. S. 70.

— Die Lagerungsverhältnisse der unteren Kreide westlich der Ems und die Transgression des Wealden. Jahrb. Preuß. geol. Landesanst. f. 1903. S. 184—200.

— Über die Lagerungsverhältnisse der unteren Kreide westlich der Ems, insonderheit über die Transgression des Wealden über Lias, Wellenkalk und Buntsandstein. Diese Zeitschr. 54, 1902, Monatsber. S. 195. Ref. in Zeitschr. prakt. Geol. 1903, S. 72.

NAGEL die anstoßenden holländischen Gebiete in gleicher Weise bearbeitet wurden. Unsere Untersuchungen umfaßten das ganze Gebiet zwischen Gronau i. W. und Borken i. W. an der Bahnlinie Wanne-Winterswijk.

Während der Nord-, Ost- und Südrand der großen westfälischen Kreidemulde auch orographisch hervortreten, ist der Westrand ganz flach und eingeebnet und meistens unter einer Decke nordischen Diluviums verborgen. Die Mächtigkeit dieser Decke ist schwankend, oft haben wir nur 1—2 m Geschiebelehm und Sand über dem Anstehenden, stellenweise erreichten aber Bohrungen mit 12 m Teufe noch nicht die Unterlage des Diluviums. Besonders trifft letzteres in den Tälern und an der „glazialen Leeseite“ der Höhenzüge zu. Aus den eintönigen tischebenen Heideflächen, die nicht im geringsten den bunten Wechsel der Gebirgsglieder so nahe unter ihrer Oberfläche vermuten lassen, erheben sich nur einzelne, ganz flache Rücken mit einem Kern des älteren Gebirges, die bei 1—1,5 km Breite nicht mehr als 10 m relative Höhe besitzen. Solche Rücken bilden meist nur die Sandsteinhorizonte der unteren Kreide und die Kalke des Turons; ihr auffälliges Hervortreten erleichterte die Kartierung wesentlich.

Wegen der Bedeckung mit diluvialen Schichten konnte die sonst übliche Methode der Kartenaufnahme keine Aufklärung der Tektonik des älteren Gebirges bringen. Es war vielmehr die Anwendung von besonderen Bohrern notwendig. Wir benutzten auf Vorschlag von Herrn Prof. KRUSCH zusammenschraubbare Bohrer mit Löffel nach Art der bei den Flachlandsaufnahmen der Preußischen geologischen Landesanstalt verwendeten, die aber kräftiger gebaut waren und unter normalen Verhältnissen Bohrungen von 5—6 m Tiefe ermöglichten. An günstigeren Punkten haben wir damit aber sogar Tiefen von 9—10 m erreichen können, besonders nachdem eine Reihe von Verbesserungen an den Apparaten vorgenommen war. Von den wenigen größeren Aufschlüssen aus wurden die bekannten Schichten mit diesen Bohrern hauptsächlich ihrer petrographischen Beschaffenheit nach verfolgt und die so gewonnenen Ergebnisse stets von Zeit zu Zeit dadurch nachgeprüft, daß an geeigneten Punkten größere Aufschlüsse (Schurfschächte von 2—3 qm Querschnitt und 2—4 m Tiefe) angelegt wurden. Solche Schächten lieferten fast stets das für die Altersbestimmung notwendige paläontologische Material.

Auf diese Weise wurde manche neue Tatsache über die Verbreitung der unteren Kreide, des Tertiärs, der Trias und

in neuester Zeit auch des Juras gewonnen und ihre Lagerungsverhältnisse klargelegt. Die Bearbeitung des reichen hierbei gewonnenen paläontologischen Materials, das anscheinend auch neue Formen enthält, hat Herr JOH. BÖHM freundlichst übernommen.

Die Grenze der unteren Kreide nach oben hin ist nicht scharf; es besteht ein ganz allmählicher Übergang zwischen dem oberen Gault und dem tiefsten Cenoman. Das Cenoman transgrediert in den nördlichen Teilen des Kreises Ahaus bei Wessum und Wüllen noch nicht, die Transgression setzt aber wahrscheinlich schon ein in der Gegend von Stadtlohn und Südlohn, sicher ist sie aber bei Weesecke vorhanden, wo sich eine ausgesprochene Diskordanz zwischen oberer und unterer Kreide bemerkbar macht.

Oberer Gault.

Flammenmergel.

Die untere Kreide beginnt unter dem Cenoman mit typischem Flammenmergel, einem hellgrauen, oft kieseligen Mergel, der von dunklen Flecken und Flammen durchzogen ist. Er enthält massenhaft *Aucellina gryphaeoides*, einzelne Exemplare einer kleinen *Terebratulina* und Fischzähne. Nach oben hin stellt sich ganz allmählich, ohne daß ein Wechsel in der Gesteinsbeschaffenheit oder der Farbe zu bemerken ist, *Belemnites ultimus* ein; wir müssen also den oberen Teil dieser petrographisch ganz gleich ausgebildeten Schichten dem Tiefenoman zurechnen.

Tone mit *Belemnites minimus* und *Hoplites splendens*.

Ebensowenig scharf wie nach oben hin ist die Grenze des Flammenmergels gegen sein Liegendes. In den tieferen Zonen wird der Flammenmergel allmählich ärmer an Kalk und kieseligen Schichten und geht so ohne scharfe Grenze in einen gleichmäßig hellgrauen fetten Ton über. Ich fand ihn gut aufgeschlossen in der Heide beim Gehöft Ruhoff westlich von Wessum. Aus einem frisch geworfenen Aufschluß erhielt ich hier *Hoplites splendens*, *Belemnites minimus* (weit überwiegend die spitzer ausgezogene Form) und *Inoceramus* sp.

Grünsand mit *Inoceramus concentricus*.

Die untere Stufe des oberen Gaults bildet ein dunkler toniger Grünsand mit groben Glaukonitkörnern von 0,3—1 mm Durchmesser. Diese Zone besitzt zwischen Alstätte und Stadtlohn nur eine sehr geringe Mächtigkeit, die aber nach Süden hin auf Kosten der tonigen Schichten in ihrem Hangenden erheblich zunimmt. Ihre charakteristische petrographische Beschaffenheit macht sie zu der zuverlässigsten Leitschicht, besonders weil hier kein weiterer Grünsandhorizont¹⁾ in der ganzen unteren Kreide auftritt. In einem Schurfschacht, den ich in der Heide zwischen Jammerthal und Wessum herstellen ließ, fand sich in diesen Grünsanden *Belemnites minimus* (vorwiegend die stumpfe, keulige Form) in großer Zahl, daneben *Terebratulina* sp. und *Lamna*-ähnliche Zähne. Die Leitschicht ließ sich von der Gegend von Alstätte an über Hengeler bis Stadtlohn verfolgen, sie tritt weiterhin auf in der Gegend von Oeding und westlich davon auf holländischem Staatsgebiet, wo Herr P. HUFFNAGEL in einem künstlichen Aufschluß beim Gehöft Willink zahlreiche Exemplare von *Inoceramus concentricus* und *Belemnites minimus* auffand, wodurch auch hier wieder ihr Alter sicher bestimmt ist. Auch westlich vom Dorfe Weesecke stehen im Liegenden des Flammenmergels die gleichen Grünsande in Wegeinschnitten an; sie wurden von Herrn Bergassessor SCHULZE-BUXLOH in Flachbohrlöchern noch eine kleine Strecke nach Südwesten verfolgt.

In ganz ähnlicher Weise sind auch die höheren Zonen des oberen Gaults verbreitet. Der Flammenmergel mit *Aucellina gryphaeoides* wurde an denselben Fundorten über dem Grünsand angetroffen, der hellgraue Ton mit *Belemnites minimus* in seinem Liegenden scheint aber schon bei Oeding zu fehlen. Er ist hier anscheinend ganz durch glaukonitreiche Lagen vertreten; ebenso liegen die Verhältnisse auf dem Sattel von Weesecke.

¹⁾ In der Oberen Kreide sind hier Teile des Unterseniens ebenfalls als sandige Grünsande entwickelt, die aber auch in kleinen fossilfreien Proben nicht mit diesem tonigen Grünsand verwechselt werden können. Das Cenoman enthält keine dem Essener Grünsand ähnlichen Einlagerungen. Eine Verwechslung mit den glaukonitischen Schichten des Miocäns, die z. B. zwischen Gronau und Enschede in den Eisenbahneinschnitten auftreten, ist ebenfalls ausgeschlossen, da ihre petrographische Beschaffenheit und Farbe eine ganz andere ist.

Der untere Gault.

Tone mit *Hoplites tardefurcatus*.

Unter dem „Concentricus-Grünsand“ folgen tiefschwarze, fossilarme Tone mit verhältnismäßig großem Gehalt an feinverteiltem Glimmer; unmittelbar unter dem Grünsand enthalten sie einige glaukonitreichere Bänke. Sie sind nördlich von Stadtlohn in Hengeler und östlich vom Barler Berg in Ziegeleigruben aufgeschlossen. Herr KRUSCH fand am erstgenannten Fundort in diesen Tönen *Hoplites tardefurcatus*; auch von Herrn WILLBERG ist das Vorkommen dieses Ammoniten in Hengeler beobachtet.

Dieser „schwarze Gaultton“ konnte von Stadtlohn an bis zum Amtsvenn verfolgt werden. Ob er südlich von Stadtlohn noch vorkommt, ist sehr zweifelhaft; die dunklen Tone im Liegenden der oberen Kreide haben hier wahrscheinlich schon jurassisches Alter, jedoch ist dies noch nicht erwiesen. Es ist nach den Ergebnissen der neuesten Beobachtungen das wahrscheinlichste, daß auch die dunklen Tone im Kerne des Weesecker Sattels dem Dogger angehören und nicht den schwarzen Ton der Zone des *Hoplites tardefurcatus* vertreten.

Gaultsande.

Die liegendste Stufe des Gaults bildet ein mächtiger Sand- oder Sandsteinhorizont, der reich an Brauneisenstein-einlagerungen ist. Die Eisensteine treten in unregelmäßigen Nestern und Bänken auf und besitzen infolge Beimengung zahlreicher Quarkörner einen sehr hohen Kieselsäuregehalt. Die Sande selbst sind nur selten zu Sandstein verfestigt, ihr Bindemittel ist dann Brauneisen. Bei der Verwitterung bleiben Scherben von Eisenstein zurück, die auf den Äckern überall zu finden sind. Diese Stufe des Gaultsandes, der dem Gaultsandstein des Eggegebirges gleichzustellen ist, ist von Hengeler (nördlich von Stadtlohn) bis an die Niederungen „im Flör“, östlich von Hörsteloe verfolgt. Weiter nördlich ist er zunächst von alluvialen und diluvialen Bildungen verdeckt und tritt dann infolge einer streichenden Verwerfung nicht mehr an die Oberfläche.

Versteinerungen lieferte diese Zone nicht.

Aptien und Barrémien.

Die Tone im Liegenden dieser Quarzsande sind von den Tönen mit *Hoplites tardefurcatus* im Hangenden durch ihre hellgraue Farbe und den geringeren Glimmergehalt unter-

schieden. Zu trennen sind beide Zonen wegen der mächtigen Diluvialbedeckung nicht; auch von den Tonen des obersten Hauteriviens ist eine Trennung aus demselben Grunde nicht möglich. Nur die höheren Partien dieser Zone lieferten besonders in den Alstätter Ziegeleien und einer Reihe von Schurfschächten der Gewerkschaft Eisenzeche zahlreiche Versteinerungen. In guter Erhaltung wurden hier aufgefunden: *Hoplitides Bodei*, *Hopl. Weissi*, *Acanthoceras Martini*, *Belemnites* sp. und eine kleine *Duvalia* (aff. *Grasi*); letztere wurde von Herrn JOH. BÖHM in der Ziegelei BELTMANN und von mir in der Ziegelei HÜNFELD aufgefunden. Die Tone der Ziegelei HÜNFELD erwiesen sich nach den Untersuchungen von Herrn A. FRANCKE in Dortmund reich an Foraminiferen; vorwiegend handelt es sich nach seiner freundlichen Mitteilung um Arten von *Vaginulina*, *Rotalina* und *Frondicularia*.

Die Stufe ist reich an Toneisensteinen, die in flözartig aneinander gereihten Geoden auftreten. Der Toneisenstein besitzt einen durchschnittlichen Eisengehalt von 35%, der sich durch einfaches Rösten erhöhen läßt. Die Sphärosiderite sind im vorigen Jahre von der Gewerkschaft Eisenzeche in der Heide am Wege von Alstätte nach Hörsteloe versuchsweise mittels Baggerbetrieb abgebaut. Trotz der guten Qualität der Erze ist der Betrieb wegen der hohen Baggerkosten im vorigen Sommer wieder eingestellt.

Das Verbreitungsgebiet dieser grauen Tone reicht im Süden nicht wesentlich über die Stadt Stadtlohn hinaus, mit absoluter Sicherheit sind sie jedoch nur bis etwa 1 km NW des „Gabelpunktes“ in Wendfeld¹⁾ festgestellt. Gute Aufschlüsse, z. T. mit reicher Fauna, sind die bei den oben genannten Ziegeleien bei Alstätte, eine Stelle im Flörbach zwischen Schmeinghock und „im Flör“ und die Tongruben in den Barler Bergen.

Die Sande und Sandsteine des Hauteriviens.

Im Liegenden der hellgrauen Tone tritt eine mächtige Folge von Sanden und Kalkeisensandsteinen auf, die in einem Zuge von Hügeln vom Barler Berg im Süden an bis zum Beßlinghock bei Alstätte ohne nennenswerte Diluvialdecke zu verfolgen sind. Die petrographische Beschaffenheit ist sehr wechselnd. In den Barler Bergen tritt ein gelblichweißer, mittelkörniger Quarzsand auf, dem Bänke eines sehr sandigen Brauneisensteins eingelagert sind, die bei der Verwitterung zu Scherben zerfallen.

¹⁾ Vgl. Meßtischblatt Ottenstein.

Solche Scherben von Eisensandstein bedecken als Verwitterungsresidua, ähnlich wie bei den Gaultsanden, den Boden im ganzen Verbreitungsgebiet der Hauteriviensande. Wir finden sie sowohl auf den Barler Bergen wie bei Hörsteloe, auf dem Wellar und dem Lüntener Berg¹⁾. Nach Mitteilung von Herrn J. BÖHM stehen dieselben Schichten am Berkelfuß südlich von Hengeler an und enthalten hier auch konglomeratische Bänke. Bei Hörsteloe, an einzelnen Punkten des Barler Berges und an der Aa östlich der Haarmühle finden sich gröbere kiesige Einlagerungen, die z. T. durch Brauneisen zu Quarzkonglomeraten verfestigt sind. Solche kiesigen und konglomeratischen Bänke erinnern oft an diluviale Bildungen, sind aber durch das Fehlen von Feldspat und die eigenartige Politur der Quarzkörner davon zu unterscheiden. Kalkige Eisensandsteine beobachtete ich in diesem Horizont an der Aa und in Schurfschächten zwischen Wendfeld und Vreden. Auch in den kalkigen Sandsteinen findet man vielfach die charakteristischen weißen, polierten Quarzkörner. In zwei 15 m tiefen Schurfschächten westlich der Eisenzeche hat man Toneisensteine im Hangenden dieses Horizonts angetroffen, die ebenfalls durch einen Gehalt an solchen polierten Quarzkörnern bis fast 1 cm Durchmesser und an verkohlten Treibholzbruchstücken ausgezeichnet sind. Sie sind durch die Quarzkörner von allen anderen Toneisensteinen der unteren Kreide leicht zu unterscheiden. Es dürfte sich an diesem Fundort wohl um die höchsten tonigeren Schichten des Hauteriviens handeln.

Auf dem Wellar (Blatt Alstätte) sind die sandigen Eisensteine nesterweise den Sanden eingelagert. Einige Schurfschächte lieferten hier eine reiche Fauna, die z. Z. Herr J. BÖHM bearbeitet. Auch die Kalkeisensandsteine an der Aa enthielten eine reiche Bivalven- und Gastropodenfauna, deren Bearbeitung noch nicht vollendet ist.

Valanginien.

Zwischen die Schichten des Hauteriviens und des Wealden schieben sich dunkle, fette Tone ein, die wir dem Valanginien zurechnen müssen. Die Tone sind außerordentlich fett und zähe. Sie enthalten stellenweise erhebliche Mengen von Pyrit, die bei der Haarmühle die Schwefelkiesmutung „Hugo“ veranlaßten. Außer verkiestem Treibholz und einem unbestimmbaren Hoplitensfragment wurden Fossilreste nicht aufgefunden.

¹⁾ Auf sekundärer Lagerstätte habe ich sie im Untersenon beobachtet, z. B. bei Rhade (Meßtischblatt Raesfeld).

Wealden.

Der Wealden besteht in dem vorliegenden Gebiet aus grauen bis schwarzen, oft bleifarbigem Tonen und Tonmergeln, in den feste Kalkbänke, oft ganz aus Cyrenenschalen bestehend, und Tutenmergel eingelagert sind; überall finden sich auch charakteristische, zu papierdünnen Blättchen zerfallende Schiefer-tone, die reich an *Cypris*-Schälchen sind. Die Kalkbänke sind früher an mehreren Stellen als Chausseebaumaterial und Baustein gewonnen. So ist z. B. die Lüntener Windmühle ganz daraus erbaut. Solche ehemaligen, heute mit Wasser erfüllten Cyrenenmergelbrüche liegen in der Heide beim Hof Feldhall (W von Alstätte), beim Gehöft Dünn in Lünten (N der Windmühle) und im Wenningfeld (Blattrand Ottenstein-Stadtlohn). Bei Feldhall und Lünten soll nach Angaben des verstorbenen Landesgeologen G. MÜLLER auch Serpulit vorkommen, den ich aber leider nicht wieder auffinden konnte. Sandsteine und Kohlenflöze treten im Wealden nicht auf. Der Wealden zeigt also genau dieselbe Ausbildung wie bei Gronau und Beuthem. Südlich des Vorkommens im Wenningfeld bei Stadtlohn treten Wealden und überhaupt Schichten der unteren Kreide, älter als oberes Albien, nicht mehr auf. Die Unterlage des Wealdens bilden überall erheblich ältere Schichten wie Lias, Muschelkalk und Buntsandstein.

Unsere Untersuchungen bestätigten also im wesentlichen in dem ganzen Gebiet die Beobachtungen G. MÜLLERS, die von Herrn E. HARBORT¹⁾ nach den Ergebnissen der Bentheimer Bohrungen in Zweifel gezogen waren. Der Wealden und stellenweise wohl auch der aufs engste mit ihm verknüpfte Serpulit liegt in übergreifender Lagerung auf älteren Schichten. Dies zeigten nicht nur die von G. MÜLLER beschriebenen Bohrungen Vreden und Eibergen, sondern es geht auch klar aus den Verhältnissen über Tage hervor. Es sind zwar gerade da, wo die Trias zutage tritt, erhebliche Störungen zu beobachten; doch läßt sich von diesen schon jetzt sagen, obwohl die Untersuchungen darüber nicht ganz abgeschlossen sind, daß hier präkretazeische Verwerfungen vorliegen, auf denen später von neuem Verschiebungen eintraten. Der Gebirgsbau gleicht hier vollständig

¹⁾ E. HARBORT: Ein geologisches Querprofil usw. Koenenfest-schrift 1907, S. 513.

dem des westlichen Beckenrandes¹⁾. Den Serpulit müssen wir hier nach G. MÜLLER²⁾ und KOERT³⁾ zur unteren Kreide rechnen; wo er vorhanden ist, bildet er ein natürliches Ganzes mit dem unteren Wealden, nicht mit dem oberen Jura, der hier überhaupt zu fehlen scheint. Wir kennen von Bildungen jurassischen Alters hier nur Lias bis mittleren Dogger in vollkommen normaler Ausbildung. Die Jurahorizonte über den *Parkinsoni*-Schichten sind noch in keiner Bohrung angetroffen.

Auch für den Lias dürfen wir die Ergebnisse der Bentheimer Tiefbohrungen⁴⁾ nicht verallgemeinern; überall, wo Lias erbohrt ist (bei Vreden, Eibergen, Winterswijk und in größerer Entfernung am Niederrhein bei Bißlich usw.), liegen die Angulatenschichten unmittelbar auf der Trias. Die Ablagerungen der *Avicula contorta*-Schichten des Keupers auf der linken Rheinseite in den Tiefbohrungen SW von Wesel stehen in keinem Zusammenhang mit dem Lias⁵⁾. G. MÜLLERS Wealden- und Liastransgression bleiben also für den Westrand des Münsterischen Beckens bestehen. Weiter südlich kommt hierzu die Transgression des oberen Gaults, an dessen Stelle schon in den Bohrungen nördlich von Hervest-Dorsten die Transgression des Cenomans getreten ist.

Die Mächtigkeit aller Glieder der Unteren Kreide nimmt von N nach S beständig ab. Bei Alstätte haben wir die normale Mächtigkeit; aber schon bei Barle ist ein auffälliger Unterschied zu bemerken; die geringere Ausdehnung an der Oberfläche läßt sich durch steileres Fallen allein nicht erklären. Größere streichende Verwerfungen sind wohl vorhanden, aber auf sie kann die regelmäßige Abnahme nicht zurückgeführt werden.

In dem behandelten Gebiet südlich vom Amtsvenn besitzt die Kreide im allgemeinen nord-südliches Streichen mit einem Fallen von 15° nach O. Der Beckenrand wird hier in eine Reihe Spezialfalten zerlegt, von denen hauptsächlich die Mulde

1) Vgl. die Arbeiten von H. Stille im Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. in den Jahren 1902—1907; insbesondere: Über Präkretazeische Schichtenverschiebungen usw. Jahrb. Geol. Landesanst. f. 1903.

2) Vgl. G. MÜLLER, a. a. O. Jahrb. geol. Landesanst. 1903, S. 198.

3) W. KOERT: Geol. u. paläontol. Untersuchung der Grenzschichten zwischen Jura und Kreide an der Südwestseite des Selter. Göttingen 1898.

4) Vgl. E. HARBORT: Ein geologisches Querprofil durch die Trias-, Jura- und Kreideformation usw. Koenenfestschr. 1907, S. 1471.

5) *Avic. contorta*-Schichten sind ähnlich wie bei Bentheim im Zusammenhang mit Lias, wie mir Herr Dr. VAN WATERSCHOOT VAN DER GRACHT mitteilt, in neuester Zeit wieder in einer Tiefbohrung südlich von Isselburg angetroffen.

von Alstätte¹⁾, der Sattel vom Kohfeld¹⁾, die Mulde des Lüntener Berges²⁾ im nördlichen Teile und die Mulde von Oeding³⁾ und der Sattel von Weesecke⁴⁾ in dem südlichen Teile zu nennen sind. Zahlreiche streichende Verwerfungen und Querverwerfungen zerstückeln das ganze Gebiet. Über ihren Zusammenhang wird an anderer Stelle berichtet werden. Für die praktisch äußerst wichtige Frage, wo die Südgrenze der unteren Kreide auch im Innern des Beckens von Münster zu suchen ist, lieferten unsere Beobachtungen einen wichtigen Beitrag, so daß es uns mit Hilfe der nördlichsten Steinkohlenbohrungen möglich ist, die Zone, in der die Südgrenze der unteren Kreide liegen muß, erheblich einzuengen.

Darauf wurde die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

SCHEIBE. P. G. KRAUSE. KÜHN.

Mitteilung des Vorstandes.

An den Vorstand ist von Herrn G. BRAUN das nachstehend wiedergegebene Anschreiben mit Fragebogen eingegangen:

Greifswald. W.-S. 1907/08.

Die Erdkunde wendet gegenwärtig in erhöhtem Maß ihre Aufmerksamkeit den Vorgängen zu, die unter unseren Augen die Beschaffenheit der Erdoberfläche verändern. Wenn wir von den Küsten absehen, vollziehen sich die einschneidendsten Umgestaltungen durch Bodenbewegungen. Von ihnen werden mehr oder minder tief reichende Partien des Bodens, aber auch „gewachsenes“ Gestein, Felsen usw. ergriffen. Die Bewegung kann sein ein Stürzen (Bergsturz, Felssturz), ein Gleiten (Schlipf, Schlammstrom) oder endlich ein nur in seinen Folgen bemerkbares „Kriechen“ (Kennzeichen: Stelzbeinigkeit der Bäume an Abhängen, Hakenwerfen der Schichten). Wobei das Material einen gewissen Einfluß auf die Form der Bewegung hat (ob Fels oder Schutt, ob Lehm oder Sand). Unter den Ursachen, soweit sie nicht in

¹⁾ Meßtischblatt Alstätte.

²⁾ Blätter Alstätte und Ottenstein.

³⁾ Blatt Oeding.

⁴⁾ Blatt Stadtlohn.

der Gesteinsbeschaffenheit selbst liegen, spielt die Durchfeuchtung durch Quellen, ungewöhnlich starke Niederschläge, Schneeschmelze die Hauptrolle. Bei größeren Erscheinungen tritt noch ein auslösender Vorgang hinzu, wie namentlich ein Anschneiden der Böschung durch Wege-, Bahnbau oder Erosion u. a., unter Umständen auch eine Änderung der Massenverteilung durch Aufschüttung u. dgl. Die morphologische Bedeutung der Bodenbewegungen beruht in einer Verstärkung des normalen Abtragungsvorganges. Sie tritt vor allem hervor bei der Abrundung der Mittelgebirgsformen und bei der Anlage und Ausgestaltung von Tälern. In beiden Richtungen haben die Untersuchungen der Neuzeit zu sehr wichtigen Ergebnissen geführt. Sie haben Gebiete zum Ausgangspunkt genommen, in denen diese Vorgänge sehr intensiv tätig sind. Es besteht aber kein Zweifel, daß sie auch an anderen Stellen von größerer Bedeutung sind, als man annimmt. Darüber und über die Verteilung Gewißheit zu schaffen und zur Beobachtung, zunächst innerhalb des deutschen Sprachgebietes, anzuregen, ist Zweck der Fragebogen, deren Versendung im Auftrage der „Zentralkommission für wissenschaftliche Landeskunde in Deutschland“ geschieht. Ich bitte daher, sie aufheben zu wollen und vorkommendenfalls auszufüllen bzw. ausfüllen zu lassen durch diejenige Person, die nach Ihrem Ermessen dazu geeignet ist. Ebenso bitte ich, mir Zeitungsausschnitte, auch wenn sie nur ganz kurz sind, und sich zunächst nichts weiter über den Fall angeben läßt, gütigst einsenden zu wollen.

Literaturangaben.

- K. E. A. VON HOFF: Geschichte der durch Überlif. nachgew. natürl. Veränderung. der Erdoberfläche. III. Gotha 1834.
E. REYER: Bewegungen in losen Massen. Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt. **31**. Wien 1881. S. 431—444.
V. C. POLLACK: Beitr. z. Kenntnis der Bodenbewegungen. Ebenda **32**. Wien 1882. S. 565—588.
A. HEIM: Über Bergstürze. Neujahrsbl., her. v. d. Naturforsch.-Ges. **84**. Zürich 1882.
G. ANDERSSON: Solifluction, a component of subaërial denudation. Journ. of Geology XIV. 1906. S. 91—112.
G. GÖTZINGER: Beiträge zur Entstehung der Berggrückenformen. Geogr. Abh. IX, 1. 1907. (Ref. von BRAUN in Geogr. Zeitschr. 1907. VIII).
R. ALMAGIA: Studi geografici sulle frane in Italia. I. Mem. Soc. Geogr. Ital. XIII. Roma 1907.
G. BRAUN: Beiträge zur Morphologie des nördl. Appennin. II. Zeitschr. Ges. f. Erdk. Berlin 1907. S. 464 ff.

DR. G. BRAUN

Greifswald. Geographisches Institut.

Fragebogen über Bodenbewegungen.

1. Möglichst genaue Ortsangabe (wenn vorhanden, nach dem Meßtischblatt):
2. Wann trat die Bewegung ein resp. wann wurde sie beobachtet? Dauer derselben?
3. Art der Bewegung:

Bestimmungstabelle dazu:

	1. Gleitbewegung Bewegte Scholle wenig oder garnicht zerrüttet.	2. Rutschbeweg. Bewegte Scholle in sich stark zerrüttet und durcheinander gemengt.	3. Sturzbewegung Zusammenhang der bewegten Scholle zerstört.	4. Sackende Bewegung
a. Weiches, plastisches Material	α. Schlammstrom β. Gekriech γ. Schlipf	Frana (Erdrutsch)		} Erdfälle
b. Schuttmaterial (Hauptmasse der bewegten Scholle Schutt)	Schuttgekriech	Schuttrutsch	Schuttsturz	
c. Felsmaterial (Hauptmasse ge- wachsenes Gestein)		Felsrutsch	α. Felssturz β. Abbrüche	

4. Kurze Skizze der geologischen und Bodenverhältnisse (in Ergänzung der geologischen Spezialkarte, wenn eine solche vorhanden).
Angaben über die Vegetationsdecke (Wald, Busch, Wiese, Feld, Moor).
Ist der Erdboden (Fels) sichtbar?
Sind Bodentiere (Mäuse, Maulwürfe, Ameisen) oder andere wühlende Tiere bemerkbar?
In welcher Zahl?
Können die Rutschungen auf das Treten von Herdentieren zurückgeführt werden?
Kann Bergbau oder sonstige menschliche Tätigkeit (Aufschüttung) die Ursache der Bewegungen sein?
Angaben über die Grundwasserverhältnisse, benachbarte Quellen und Riesel.
5. Sind Ihnen andere (auch ältere und prähistorische) derartige Bewegungen in der Gegend bekannt? An welcher Stelle haben sie stattgefunden? Wer könnte über sie Auskunft geben? Literatur?

6. Wer könnte mit näherer Untersuchung betraut werden?
Erwünscht ist
- a) Übersendung einer Photographie.
 - b) Mitteilung über die Topographie (Kartenskizze, Neigung der betr. Abhänge und Stellen, Größe) und
 - c) Geologie (Ergänzung nach den Gesichtspunkten von 4).
 - d) Allgemeine Beschreibung und Folgeerscheinungen des Vorganges, angerichteter Schaden, Schutzbauten usw.

Briefliche Mitteilungen.

2. Zur Frage der subglazialen Erosion.

Eine Erwiderung an Herrn WAHNSCHAFFE.

Von Herrn F. SOLGER.

Berlin, den 14. Januar 1908.

Als ich in der November-Sitzung der Deutschen geologischen Gesellschaft einen Vortrag über die Entstehung des brandenburgischen Odertales hielt, griff Herr WAHNSCHAFFE in der Erörterung meine beiden letzten Arbeiten über „Fossile Dünenformen im Norddeutschen Flachlande“¹⁾ und „Zur Morphologie des Baruther Haupttales in seinem brandenburgischen Anteil“²⁾ scharf an und machte mir den Vorwurf, daß ich auf ganz unbewiesene Behauptungen vielfach zu weitgehende Schlüsse gründete. Da weder die Dünenformen noch die subglaziale Erosion, wegen deren Herr WAHNSCHAFFE meine zweite Arbeit angriff, zum Thema des Vortrages gehörten, so bat ich, diese Punkte nicht in die Erörterung zu ziehen, und versagte mir eine Antwort darauf an jenem Abend. Das jetzt vorliegende Protokoll enthält jedoch dieselben Vor-

¹⁾ Verh. des XV. Deutschen Geographentages zu Danzig 1905. S. 159—172.

²⁾ Archiv der Brandenburgia. Berlin 1907.

würfe. Da diese meiner Überzeugung nach ungerechtfertigt sind, so sehe ich mich gezwungen, mich hier gegen sie zu verteidigen.

Was die Dünenfrage anbetrifft, so meint Herr WAHNSCHAFFE aus einer mehrtägigen Anwesenheit in der Gegend von Zirke (Provinz Posen) den Schluß ziehen zu dürfen, daß die dortigen Dünen nicht, wie ich behauptete, von Ostwinden, sondern von Südwestwinden gebildet seien. Leider führt er nicht an, worauf sich diese Überzeugung stützt, sondern verweist auf eine demnächst erscheinende Begründung durch Herrn JENTZSCH. Bis diese erschienen ist, muß ich die Frage auf sich beruhen lassen. Ich habe die Deutsche geologische Gesellschaft gebeten, zum Austrage dieses Streites einen Ausflug in ein märkisches Dünengebiet im Frühling auf ihr Programm zu setzen, und Herr WAHNSCHAFFE war so liebenswürdig, mir seine Beteiligung an einem solchen Ausfluge zuzusagen. An dieser Stelle lasse ich deshalb die Dünenfrage vollständig unerörtert und wende mich nur der Frage der subglazialen Erosion zu.

Herr WAHNSCHAFFE führt aus, ich hätte behauptet, daß in subglazialen Schmelzwasserrinnen, in denen das Wasser in einem geschlossenen Kanale fließt, keine Erosion, sondern nur Ablagerung stattfinden könne, die immer zur Bildung von Åsarn führen müsse. Ich bedauere, daß Herr WAHNSCHAFFE die Stelle nicht angeführt hat, wo das steht. Ich finde nur auf S. 13 meiner oben angeführten Arbeit als Ergebnis einer theoretischen Betrachtung die Behauptung, daß subglaziale Schmelzwässer berganströmend keine Talrinnen erodieren können. Die Bildung von Åsarn habe ich dabei nicht als eine Ablagerungserscheinung, sondern als die Folge einer Erosion nach oben in das Eis hinein angesprochen. Dazu habe ich bemerkt, daß die praktische Erfahrung uns kein Beispiel bergaufgehender Erosionstäler zeigte, und glaube daher, daß wir kein Recht haben, in einer exakten Wissenschaft mit aufwärtsgerichteten Erosionsströmen, die Flußtäler bilden sollen, zu rechnen. Ich habe hier also nicht weitgehende Schlüsse gezogen, sondern vielmehr darauf hingewiesen, daß man in der Deutung gewisser Rinnen als subglazialer Schmelzwasserfurchen sich von dem Boden der exakten Wissenschaft entfernt habe. Die einzigen Schlüsse, die ich hierauf an jener Stelle gegründet habe, sind die, daß das Tal der Wendischen Spree, südlich Schmöckwitz, nicht durch den subglazialen Abfluß südwärts strömender Wasser gebildet sein kann, wenn nicht tektonische Bodenbewegungen nachträg-

lich die ganzen Gefällsverhältnisse verändert haben sollten. In derselben Arbeit habe ich weiterhin (S. 19) angeführt, daß Wasser nur im Bergabströmen Talauen mit Erosionsrändern erzeugen könne, und habe daraus geschlossen, daß die Wasser, die bei Münchehofe, im Kreise Beeskow-Storkow, einen deutlichen alten Erosionsrand geschaffen haben, aus Südosten gekommen sind. Wenn Herr WAHNSCHAFFE beide Schlüsse für leichtfertig hält, so bitte ich ihn, mir zu sagen, welche anderen Schlüsse logischerweise möglich sind.

Ich werde gewiß nicht leugnen, daß in geschlossenen und gebogenen Röhren strömendes Wasser sowohl ablagern als auch erodieren kann. Was ich aber leugnen möchte, ist die Behauptung, daß beim Bergaufströmen in einer geschlossenen Röhre lediglich Erosion, und zwar lediglich an der Unterseite, stattfindet. Das wäre nämlich notwendig in dem oben angeführten Falle der Wendischen Spree. Ebenso leugne ich, daß unter einer Eisbedeckung sich genau dieselben Talformen wie bei freiströmendem Wasser bilden sollen, nur mit dem Unterschiede, daß das Wasser dabei nicht bergab, sondern bergauf fließt. Wenn Herr WAHNSCHAFFE diese vielleicht etwas skeptische Kritik als eine unbewiesene und gewagte Behauptung anspricht, so glaube ich, daß er mich mißverstanden hat.

Neueingänge der Bibliothek.

- COSYNS, G.: Essai d'interprétation chimique de l'altération des schistes et calcaires. S.-A. aus: Bulletin Soc. Belge de Géol. de Paléont. et d'Hydrologie XXI. Brüssel 1907.
- GAGEL, C.: Über einen Grenzpunkt der letzten Vereisung (des oberen Geschiebemergels) in Schleswig-Holstein. S.-A. aus: Jahrb. Preuß. geol. Landesanst. f. 1907, XXVIII, 3. Berlin 1907.
- HERMANN, R.: *Pliosaurus* sp. aus dem Ornatenton des fränkischen Jura. S.-A. aus: Centralbl. Min. 1907, Nr. 21.
- Weitere Beobachtungen über Zahndefekte bei fossilen und lebenden Tieren. S.-A. aus: Sitz.-Ber. Ges. naturf. Freunde 1907, 9. Berlin 1907.
- HÄBERLE, D.: Zur Messung der Fortschritte von Erosion und Denudation. S.-A. aus: N. Jahrb. Min. 1907, I. Stuttgart 1907.
- KLAUTZSCH, A.: Der jüngste Vulkanausbruch auf Savaii, Samoa. S.-A. aus: Jahrb. Preuß. geol. Landesanst. f. 1907. XXVIII, 2. Berlin 1907.
- KNAUER, J.: Geologische Monographie des Herzogstand-Heimgarten-Gebietes. Inaug.-Dissert. München. München 1906.

- KOEHNE, W.: Geologische Geschichte der Fränkischen Alp. S.-A. aus: Festschr. z. XVI. Deutsch. Geogr.-Tag 21.—23. Mai 1907 in Nürnberg. Nürnberg 1907.
- Vorläufige Mitteilung über eine Obercoblentzfauna in Sphärosiderit-schiefern im südlichen Sauerlande. S.-A. aus: Jahrb. Preuß. geol. Landesanst. f. 1907. XXVIII, 2. Berlin 1907.
- VON KOENEN, A.: Über das Verhalten und das Alter der Störungen in der Umgebung der Sackberge und des Leinetales bei Alfeld und Elze. S.-A. aus: Nachr. d. Kgl. Ges. d. Wiss. zu Göttingen, Mathem.-phys. Kl. 1907.
- LORENZ, TH.: Geologische Studien im Grenzgebiete zwischen helvetischer und ostalpiner Facies. II. Teil: Südlicher Rhätikon. S.-A. aus: Ber. d. naturf. Ges. zu Freiburg in Br. Freiburg i. Br. 1901.
- Monographie des Fläscherberges. = Beiträge z. Geol. Karte der Schweiz, N. F. 10 (des ganzen Werkes Lief. 40). Bern 1907.
- VON ŁOZINSKI, RITTER, W.: Aus der quartären Vergangenheit Bosniens und der Herzegowina. S.-A. aus: Mitt. d. k. k. Geogr. Ges. in Wien 1904, 11 u. 12. Wien 1904.
- Bericht über die Ergebnisse hydrologischer Untersuchungen im politischen Bezirk Horodenka. S.-A. aus: Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1905, Nr. 4.
- Kilka uwag o obliczaniu adległości epicentrum trzęsienia ziemi. (Einige Bemerkungen über die Ermittlung des Epicentrums eines Erdbebens.) S.-A. aus: Kosmos XXVIII. Lemberg 1904.
- Majeвица planina. S.-A. aus: Kosmos XXVIII. Lemberg 1904.
- MARTIN, K.: Mesozoisches Land und Meer im Indischen Archipel. S.-A. aus: N. Jahrb. Min. 1907, I. Stuttgart 1907.
- Eine obermiocäne Gastropodenfauna von Rembang nebst Bemerkungen über den stratigraphischen Wert der Numuliniden. S.-A. aus: Samml. d. geol. Reichsmus. in Leiden (1) VIII. Leiden 1907.
- MARTIN, R.: Revision der obereocänen und unteroligocänen Creodonten Europas. S.-A. aus: Revue Suisse d. zoologie XIV. Genf 1906.
- MEYER, E.: Die jüngeren Braunkohlenvorkommen im östlichen Teil des Regierungsbezirks Merseburg, Südabhang des Fläming und Gegend von Bitterfeld. S.-A. aus: Handbuch f. d. Deutsch. Braunkohlenbergbau, herausgegeben von G. KLEIN. Halle a. S. 1907.
- MILLER, W. G., und KNIGHT, C. W.: The Grenville-Hastings Unconformity and the Probable Identity of the Grenville Limestone with the Keewatin Iron Formation of the Lake Superior Region. S.-A. aus: XVI Report of the Bureau of Mines, 1907, I. Teil. Toronto 1907.
- PHILIPP, E.: Betrachtungen über ozeanische Inseln. S.-A. aus: Naturw. Wochenschr., N. F. VI, 25.
- Über Dolomitbildung und chemische Abscheidung von Kalk in heutigen Meeren. S.-A. aus: N. Jahrb. Min. 1907. Festband. Stuttgart 1907.
- Über die Landeis-Beobachtungen der letzten fünf Südpolar-Expeditionen. S.-A. aus: Zeitschr. f. Gletscherk. II, 1. Berlin 1907.
- Über junge Intrusionen in Mexiko und ihre Beziehungen zur Tektonik der durchbrochenen Schichtgesteine nach den Forschungen von E. BÖSE und C. BURKHARDT. S.-A. aus: Centralbl. Min. 1907, Nr. 15. Stuttgart 1907.

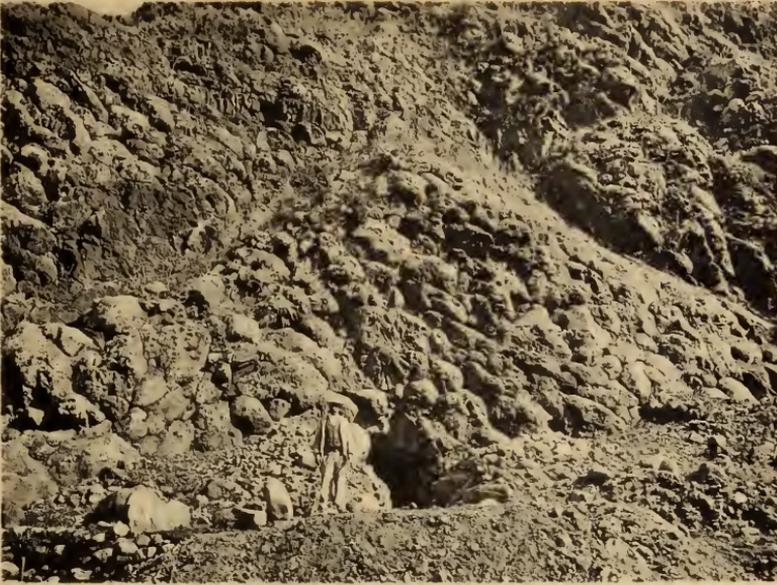
- SEEMANN, F.: Die Gesteine des Erdschas-Dagh. = III. Petrographischer Teil von: PENTHER, A., und ZEDERBAUER, E.: Ergebnisse einer naturwissensch. Reise zum Erdschas-Dagh (Kleinasien). Wien 1907.
- SCHMIDT, Axel: Die Zweischaler des niederschlesischen und böhmischen Rotliegenden. S.-A. aus: N. Jahrb. Min. 1905, I. Stuttgart 1905.
- Oberkarbonische und permische Zweischaler aus dem Gebiet der Saar und Nahe. S.-A. aus: Geogn. Jahresh. f. 1906, XIX. München 1907.
- Die Leba und ihr Ost-West-Tal. S.-A. aus: Schrift. d. Naturf. Ges. in Danzig, N. F. XII, 1. Danzig 1906.
- Über neue den Sattelflözen äquivalente Steinkohlenfunde in der Grafschaft Glatz. S.-A. aus: Jahr.-Ber. Schles. Ges. f. vaterl. Kultur, Naturw. Sektion. Sitzung am 19. XI. 1902. Breslau.
- Warum ist Oberschlesien schlagwetterfrei? Warum neigt seine Kohle so sehr der Selbstentzündung? S.-A. aus: Kohle und Erz 1906, Nr. 21.
- Württembergs Erzbergbau in der Vergangenheit. Glückauf 43, 1907. Essen-Ruhr 1907.
- Ein letztes Wort an Herrn Dr. W. PETRASCHECK. S.-A. aus: Verhandl. k. k. geol. Reichsanst. 1907, 4.
- Die Zukunft des Kupfers. S.-A. aus: Zeitschr. f. Sozialwissensch. X, 6. 1907.
- , HERBING, I., und FLEGEL, K.: Über das jüngere Paläozoicum an der böhmisch-schlesischen Grenze. Erwiderung an Herrn Dr. W. PETRASCHECK. S.-A. aus: Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 55, 2. Wien 1905.
- STUTZER, O.: Geologie und Genesis der lappländischen Eisenerzlagerstätten. S.-A. aus: N. Jahrb. Min. 1907, Beil.-Bd XXIV. Stuttgart 1907.
- The geology and origin of the Lapland iron ores. S.-A. aus: Journ. of the Iron and Steel Inst. 1907, 2. London 1907.
- WILCKENS, O.: Erläuterungen zu HAUTHALS geologischer Skizze des Gebietes zwischen dem Lago Argentino und dem Seno de la Ultima Esperanza (Südpatagonien). S.-A. aus: Ber. d. Naturf. Ges. zu Freiburg i. Br., Bd XV. Freiburg 1907.
- WINDHAUSEN, A.: Die geologischen Verhältnisse der Bergzüge westlich und südwestlich von Hildesheim. Mitteil. a. d. Römer-Museum 21. Hildesheim 1907.



1. Steil aufgerichtete und transversal zerklüftete Bänke des Grundgebirges (Diabas, stark gepresst). — Gran Barranco, oberhalb Madre del agua.



2. Unregelmässig eckig begrenzte Massen hellen Gesteins (zerquetschte Gänge von Kalkbostonit) im steil aufgerichteten und stark zerklüfteten Grundgebirge (Diabas). — Gran Barranco, oberhalb Madre del agua.



3. Kuglig-strahlige Absonderung im trachydoleritischen Grundgebirge bei La Viña, Gran Barranco (an der Oberfläche diabasartig, im Innern des Tunnels noch als Trachydolerit erkennbar).



4. Kuglig-schalige Absonderung in einem mächtigen Camptonitgang im jungen Deckgebirge östlich der Cumbrecita.



1



2



3



4



5



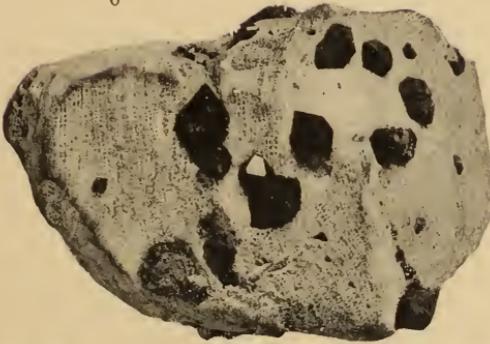
6



7



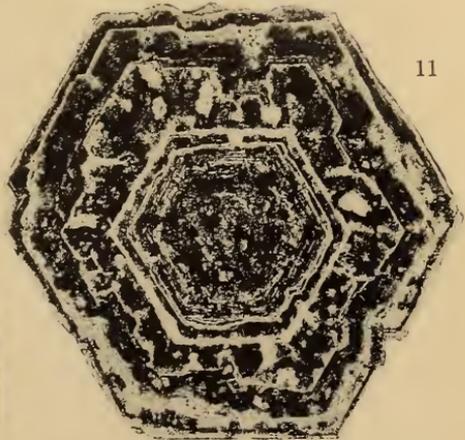
8



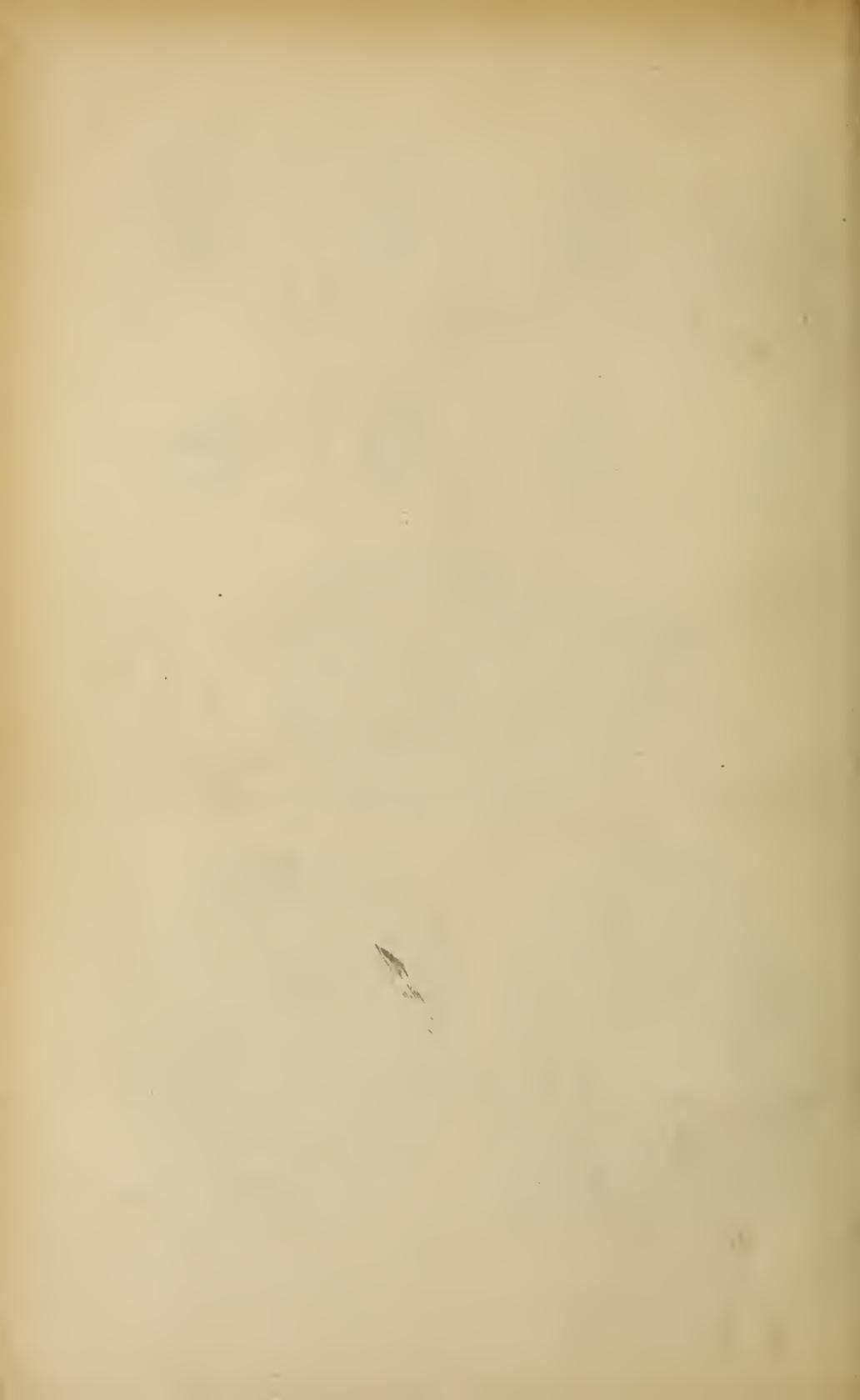
9



10



11



Monatsberichte

der

Deutschen geologischen Gesellschaft.

Nr. 3.

1908.

Protokoll der Sitzung vom 4. März 1908.

Vorsitzender: Herr SCHEIBE.

Herr SCHEIBE eröffnet die Sitzung und erteilt dem Schriftführer das Wort zur Verlesung des Protokolls der Februar-Sitzung. Es wird von der Versammlung genehmigt.

Als neue Mitglieder wünschen der Gesellschaft beizutreten:

Herr Dipl.-Bergingenieur R. CRONACHER, zurzeit Berlin, Bergakademie, vorgeschlagen von den Herren FINCKH, SCHEIBE und P. G. KRAUSE;

Herr Bergassessor a. D. Dr. FR. M. WOLFF, Berlin, In den Zelten 11, vorgeschlagen von den Herren RAUFF, SCHEIBE und EBERDT;

Herr Bergbaubeflissener FRITZ RÄFLER, Gera (Reuß), Nikolaistr. 1, zurzeit Berlin, Bergakademie, vorgeschlagen von den Herren ZIMMERMANN, HARBORT und RAUFF;

Herr HEINRICH VOGEL, Assistent am geolog. Institut der Technischen Hochschule zu Aachen, auf Vorschlag der Herren A. DANNENBERG, F. KLOCKMANN und MAX SEMPER;

Herr Dr. QUITZOW, Geologe an der Kgl. geolog. Landesanstalt in Berlin, vorgeschlagen von den Herren BEYCHLAG, SCHRÖDER und LEPLA.

Herr ERDMANNSDÖRFFER sprach über die Geologie von Pantelleria.

Herr F. SOLGER sprach über **Parabeldünen**. (Hierzu 2 Texttafeln.)

Seit ich vor drei Jahren die Ansicht aussprach, daß unsere norddeutschen Inlanddünen aus einer Zeit herrschender Ostwinde stammen, ist mir nur ein begründeter Einwurf zu Ohren gekommen, den in erster Linie P. LEHMANN¹⁾ in Stettin vertreten hat. Er wies darauf hin, daß ganz ähnliche Bogenformen wie im Inlande auch an unseren Küsten vorkämen, daß sie dort aber von Westwinden erzeugt wären und sich noch heute bildeten. So schloß er denn, daß auch die inländischen Bogendünen rezent und das Werk von Westwinden wären.

Dieser Einwurf veranlaßte mich zum näheren Studium jener bogenförmigen Küstendünen, die im Gegensatze zu den Barchanen dem Winde, von dem sie gebildet sind, die Innenseite ihres Bogens zukehren. STEENSTRUP²⁾ hat diesen Dünen den Namen „Parabeldünen“ gegeben. Auch SOKOLOW³⁾ erwähnt schon, daß Dünen von derartiger Form, aus Windmulden hervorgehend, an der Küste vorkämen, und JENTZSCH⁴⁾ führt sie unter den Namen „konkave Sicheldünen“ auf, ohne sie jedoch näher zu besprechen.

Sind die Parabeldünen in der Literatur bisher auch wenig behandelt worden, so sind sie doch an unseren Küsten recht häufig. Vor allen Dingen muß man sie geradezu als Charakterform solcher Küstenstrecken ansehen, an denen eine alte Dünenflachküste heute von dem Meere angenagt und zurückgedrängt wird, eine Küstenform, der ich den Namen „Dünensteilküste“ geben möchte.

Der Vorgang der Parabeldünenbildung ist, etwas schematisch ausgedrückt, der folgende: An einem Meeresstrand hat sich zunächst an der Grenze zwischen dem kahlen Sandstrande und der Vegetation ein Dünenwall dadurch gebildet, daß der Strandhafer oder andere Dünenpflanzen den vom Meere herangewehten Sand festgehalten haben. Dieser Dünenwall wird nun durch das vordringende Meer angenagt. Wie an jeder Steilküste wird der Fuß unterwaschen, der darüber

¹⁾ Verh. des XV. Deutschen Geographentages zu Danzig 1905. S. XXX.

²⁾ STEENSTRUP: Om klitternes Vandring. Vidensk. Medd. fra den Naturh. Foren i Kjöbenhavn 1894.

³⁾ SOKOLOW: Die Dünen, S. 87.

⁴⁾ JENTZSCH: Geologie der Dünen, S. 87, in GERHARDT: Deutscher Dünenbau.

liegende Boden bricht nach samt seiner schützenden Pflanzendecke, und nunmehr liegt der Sand an der Vorderseite des Dünenwalles frei da und wird vom Winde verweht. Wir wollen zunächst den einfacheren Fall verfolgen, daß es sich nur um eine kleinere Wunde dieser Art handelt. Dann bildet sich eine Windmulde, indem an der Stelle, an der das Pflanzenkleid der Düne zerstört ist, durch das Fortwehen des Sandes eine Vertiefung in der Düne entsteht (Fig. 1 der Tafeln). Dieser Sand wird hauptsächlich in der herrschenden Windrichtung fortgetragen. Er häuft sich hinter der Windmulde auf, und der Strandhafer, den er dabei überwächst, kämpft sich durch ihn hindurch und bedeckt die Leeseite des so aufgeworfenen Hügels, während auf seiner Luvseite der Wind auch diesen neuen Hügel allmählich annagt. So wird diese Luvseite mit in die Windmulde hineingezogen. In den höheren Teilen der Mulde wird der Wind, weil er freier eindringen kann, stärker blasen, hier den Sand also weiter zurückdrängen und dadurch die Böschung der Luvseite flacher machen. Gleichzeitig unterwühlt er die Seiten und erweitert dadurch die Mulde. Ist die letztere groß genug, so kann sie zur Bildung einer Parabeldüne führen. Die Entstehung solcher Dünen kann man besonders auf der Halbinsel List auf Sylt sehr schön beobachten (vgl. das Meßtischblatt List), aber auch an der jütischen und der hinterpommerschen Küste (bes. Meßtischblatt Lanzig und Wobesde). Oft handelt es sich um Stücke bis zu Kilometerlänge und mehr, die der Wind aus dem Verbande des ursprünglichen Dünenwalles herausgetrieben hat. Als lange Wälle wandern sie vor ihm her, auf der Luvseite vollständig kahl, auf der Leeseite mehr oder weniger mit Strandhafer bewachsen. Dabei gibt es auf List keine einzige Düne, deren Profil den verbreiteten Abbildungen des Wanderdünenprofils entspricht, wie ich auch keine gesehen habe, deren Kamm vollständig frei von Vegetation gewesen wäre (Fig. 4 der Tafeln). Vielmehr liegen die Verhältnisse folgendermaßen: Über die völlig pflanzenleere Luvseite bläst der Wind den Sand hinauf und wirft ihn nach der Leeseite hinüber. Hier bleibt er teils frei liegen, teils wird er vom Strandhafer, der dort in verstreuten Büschen wächst, aufgefangen. Je mehr die Düne wandert, desto mehr werden die Grasbüschel im Lee überdeckt und wachsen mit empor. Desto mehr kommen sie aber auch aus dem Gebiete des Windschattens in die stärker bewegte Luft in der Nähe des Dünenrückens. So tritt ein Zustand ein, in dem nur durch die Grasbüschel selbst noch Sand festgehalten wird, während der Wind ihn zwischen ihnen

fortbläst. Dadurch entstehen im Anschluß an die einzelnen Graspolster Zungenhügel. Inzwischen ist der Sand der Luvseite immer mehr fortgeblasen worden und hat sich immer weiter im Lee aufgehäuft. Die Pflanze, die wir eben verfolgten, rückt im gleichen Verhältnis nach Luv hinüber, und so muß sie aus der Zone der Sandanhäufung mehr und mehr in die der Abtragung hineingeraten. Sobald sie an den Rand der kahlen Luvseite gekommen ist, beginnt der Wind ihre Wurzeln zu entblößen; sie stirbt schließlich ab, wird entwurzelt fortgerissen, und der Sand, den sie bis dahin geschützt hat, ist nunmehr ein Stück der kahlen Luvseite geworden, von der er wieder zu neuem Spiel nach der neuen Leeseite hinübergeblasen wird. Wie es sich hierbei also nicht um eine scharfe Grenze zwischen Abtragung und Anhäufung des Sandes handelt, sondern der Kampf des Windes mit den Pflanzen um den Sand erst allmählich entschieden wird, so trennt naturgemäß keine scharfe Grenzlinie wie bei der völlig kahlen Wanderdüne die flache Böschung in Luv von einem Steilhang in Lee, sondern wir haben eine breite Übergangszone mit Zungenhügeln und gegen die Luvseite mehr und mehr freigewehten, kupstenartig herausstehenden Pflanzenbüscheln (Fig. 5 der Tafeln), so daß man nicht von einem Dünenkamm, sondern von einem flachen Rücken sprechen muß, dessen Leeseite übrigens nur in Ausnahmefällen die von kahlen Dünen her bekannte Böschung von 30° erreicht. Diese Dünen wandern ziemlich langsam, weil das Übergewicht des Windes über die Pflanze verhältnismäßig gering ist. Am geringsten ist es an der seitlichen Grenze des wandernden Stückes gegen den stehengebliebenen Teil des alten Dünenwalles. Hier bildet letzterer einen starken Windschutz, der diesem Grenzteil der wandernden Düne eine festere Bewachsung ermöglicht. Beim Weiterwandern wandert das so festgehaltene Stück nicht mit; es schützt seinerseits wieder das nunmehrige Ende des wandernden Stückes, und während dieses letztere in der Windrichtung mehr und mehr vorrückt, läßt es auf beiden Seiten einen Randkamm stehen, der parallel der Windrichtung liegt, darum verhältnismäßig wenig durch Fortwehen angegriffen wird und verhältnismäßig rasch ganz und gar bewachsen kann. Diese Seitenkämme sind sehr steil, auf der Außenseite deswegen, weil der hier hinübergeschüttete Sand, der im Windschatten rasch liegen blieb, ähnlich wie an der Leeseite kahler Wanderdünen, natürlich die Neigung hat, möglichst steile Gehänge zu bilden. Da der Abhang in diesem Falle während seiner Entstehung bewachsen ist, so können sich noch steilere

Böschungswinkel halten als in ganz lockerem Sande. Ich habe mehrfach Winkel von 35° gemessen. Die Innenseite des Randkammes ist steil wie der Rand jeder Windmulde. Vorübergehend können geradezu senkrechte Abstürze im oberen Teile, der durch die Pflanzendecke festgehalten wird, vorkommen; doch muß natürlich im allgemeinen 30° die Grenze für die Steilheit des Abhanges bilden. Entsprechend dem Umstande, daß die Innenseite dieser Randkämme eigentlich eine Reihe von Wundflächen ist, von denen sich das wandernde Dünenstück immer wieder losgerissen hat, ist der scharfe Grat, in dem die beiden steilen Abhänge zusammenstoßen, meist sehr unregelmäßig gestaltet, oft geradezu zackig (Fig. 3 der Tafeln).

Je weiter die Düne wandert, um so mehr Sand verbraucht sie zum Aufbau der Randkämme; dadurch erschöpft sich mehr und mehr ihr eigener Sandvorrat; das wandernde Stück muß schmaler werden, und wenn es ganz aufgezehrt ist, haben sich die Randkämme zusammengeschlossen zu einem zusammenhängenden Bogen, der Parabeldüne. (Fig. 2 der Tafeln.)

An der hinterpommerschen Küste, aber stellenweise auch an der jütischen, kommen auch derartige Dünen vor, die ganz kahl sind, während sie wandern. Auch sie bauen sich ähnliche Randkämme auf; ob aber irgend eine der vorhandenen Parabeldünen aus einem solchen Zwischenstadium hervorgegangen ist, entzieht sich meiner Beurteilung. Ich erwähne diese Dünen deswegen, weil das wandernde Dünenstück, wo ihm jede Bewachung fehlt, sofort dazu neigt, die für die kahle Einzelwanderdüne bezeichnende Form des Barchans anzunehmen. Während bei den oben besprochenen Dünenrücken das ganze wandernde Stück etwa die gleiche Höhe besitzt, erhalten wir hier eine mehr kuppige Form, um die der Wind auf beiden Seiten herumbläst. Dabei erzeugt er auf der Leeseite die bekannte charakteristische Zirkusform des Steilhanges. Diese völlig kahlen Dünen wandern erheblich schneller als die auf Sylt. KEILHACK¹⁾ konnte an zwei Beispielen zwischen Jershöft und Stolpmünde Geschwindigkeiten bis zu 17 m im Jahre feststellen, und schon heute kann man deutliche Abweichungen von den Meßtischblättern beobachten, während wir es auf Sylt mit so stabilen Formen zu tun haben, daß jedes größere Tal zwischen den Dünenkämmen seinen festen Namen hat.

In Hinterpommern sehen wir also Sicheldünen, das heißt Barchane, und Parabeldünen nebeneinander, und ich möchte

¹⁾ KEILHACK: Jahrb. Prenß. Geol. Landesanst. f. 1906. S. 194.

hier noch einmal auf den scharfen Gegensatz zwischen beiden Formen hinweisen. Der Barchan ist die Form wandernder Dünen; er verändert seinen Platz unaufhörlich, wenn der Mensch ihn nicht festlegt; die Parabeldüne ist eine gewanderte Düne. Mit dem Augenblick, wo ihre Form fertig gebildet ist, liegt sie fest, und alle weiteren Veränderungen, deren Besprechung uns hier zu weit führen würde, bedeuten eine Zerstörung der eigentlichen Form. Da die fertige Parabeldüne bewachsen ist, so tragen solche Veränderungen wie alle Veränderungen an bewachsenen Dünen den Charakter von Kupstenbildungen. Sie verschärfen also das Unregelmäßige und Zackige in den Oberflächenformen der Düne. Am Barchan sind im Gegensatz dazu alle Linien glatt, regelmäßig, großzügig. Er hat eine ausgesprochene Luvseite mit flacher Böschung, während an der Parabeldüne alles steil ist. Treffen auf den Barchan neue Winde von anderer Richtung, so haben sie das Bestreben, ihm eine Barchanform in ihrem Sinne zu geben. Das geschieht dadurch, daß zunächst am Kamm das Profil umgekehrt wird [vgl. JENTZSCH¹⁾], und diese Umkehrung ergreift immer größere Teile, ohne zunächst den Grundriß zu ändern. Erst wenn der neugebildete Leesteilhang an irgend einer Stelle den Rand des ursprünglichen Barchangrundrisses erreicht hat und nun auf neue Gebiete hinüberwandert — erst dann beginnt auch eine Umwandlung des Grundrisses.

Ich habe für unsere Inlanddünen darauf hingewiesen, daß ihre heutigen Profile zu ihrer Grundrißform nicht passen. Und an diesen Hinweis möchte ich jetzt zum Schlusse anknüpfen, um festzustellen, daß die Bogenformen der inländischen Dünen nicht aus Parabeldünen westlicher Herkunft entstanden gedacht werden können, sondern nur aus kahlen Bogendünen vom Barchancharakter. Die Ausläufer unserer inländischen Dünenbogen haben stets im Süden eine flache, im Norden eine steile Seite, gleichgültig, ob es sich um den nördlichen oder südlichen Ausläufer handelt. Sie sind also nicht symmetrisch gegen diejenige Windrichtung gebaut, die die Bogenform selbst erzeugt haben muß, gleichgültig, ob wir sie als Parabeldünen oder als barchanähnliche Formen auffassen. Auf jeden Fall ist also dieses Profil ein nachträglich entstandenes. Da es gebildet wurde, ohne daß dabei die alten Grundrißformen unkenntlich wurden, so haben wir eine Umbildung von der Art vor uns, wie wir sie beim Barchan oben besprochen, nämlich zuerst

¹⁾ Geologie der Dünen, S. 136.

Umkehrung des Profils, erst dann Änderung des Grundrisses. Diese Art der Umbildung ist aber bei Parabeldünen nicht denkbar. Da diese völlig bewachsen sind, so kann der Wind überhaupt nur dann Formveränderungen an ihnen schaffen, wenn er irgendwo das Pflanzenkleid zerstört. Das aber ergibt Windmulden und dgl., d. h. es gibt nicht eine allgemeine Umbildung der alten Form, sondern ganz lokale Zerstörungen und Neubildungen, wodurch die an sich schon unregelmäßige und zackige Gestalt der Parabeldünenkämme noch unregelmäßiger werden muß.

Im Anschluß hieran führte Herr SOLGER noch einige Lichtbilder norddeutscher Inlanddünen vor zur Vorbereitung auf die Dünenexkursion in die Schorfheide, zu der er die Deutsche geologische Gesellschaft auf Mittwoch, den 18. März, eingeladen hat. Er erläuterte an der Hand dieser Lichtbilder die nachstehenden von ihm aufgestellten und an die anwesenden Herren verteilten Thesen:

1. Die norddeutschen Inlanddünen sind nicht rezent; denn ihr Sand ist erheblich verwittert, sie liegen zum Teil ganz im Moore oder Schlick oder auf lehmigem Boden, und wo jugendliche Flugsandverwehungen vorkommen, handelt es sich um Zerstörung vorhandener Dünen.

2. Ihre Bogenformen sind keine Parabeldünen, sondern waren bei der Bildung ganz unbewachsen.

3. Sie verdanken ihre wesentlichsten Formen der bei ihrer Bildung herrschenden Windrichtung.

4. Diese war von der heutigen verschieden und kam aus dem Osten (Eiswinde).

5. Die von Ostwinden erzeugten Formen sind von Südwestwinden in ihrem Profil verändert worden. Die weitere Umwandlung der alten Gestalt wurde vermutlich durch rasche Bewachsung in dem feuchter gewordenen Klima verhindert.

Darauf wurde die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

ZIMMERMANN. RAUFF. P. G. KRAUSE.

Briefliche Mitteilungen.

3. Über Beziehungen zwischen Leithorizonten des Wellengebirges in Mittel- und Südwest-Deutschland.

Erwiderung auf Herrn L. HENKELS Notiz „Über den Wellenkalk an der unteren Tauber“, diese Monatsberichte 1907, Nr 10/11.

VON HERRN MARTIN SCHMIDT.

Stuttgart, den 7. Februar 1908.

Auf die von Herrn HENKEL zu einigen Stellen meiner Arbeit „Das Wellengebirge der Gegend von Freudenstadt“ gemachten Bemerkungen habe ich folgendes zu erwidern.

1. Herr HENKEL wirft mir vor, daß ich versäumt habe, auf die Analogie zwischen den beiden die Terebrateln bei Freudenstadt besonders reichlich enthaltenden Dolomitbänken und den zwei Bänken des thüringisch-fränkischen *Terebratula*-Kalkes hinzuweisen.

Ich darf zunächst darauf aufmerksam machen, daß ich allgemein auf S. 1 meiner Arbeit ein erschöpfendes Eingehen auf die mittel- und norddeutschen Verhältnisse ablehnen mußte. Speziell in dem vorliegenden Falle habe ich aber eine präzise Gleichstellung der Freudenstädter Terebratellagen mit den mir seit lange recht gut bekannten zwei Bänken des „*Terebratula*-Kalkes“ absichtlich vermieden, mit Rücksicht auf das in horizontaler und vertikaler Richtung vielfach schwankende Auftreten der Terebrateln in den festen Bänken der ganzen Zone im Südwesten, auf das ich damals zur Genüge hingewiesen zu haben glaube.

Das in Südwestdeutschland nahezu überall deutlich nachweisbare Auftreten einer auffallenden Lage dunkler Schiefer-tone in der Terebratelzone habe ich in jener Arbeit und auch schon früher¹⁾ mit besonderem Nachdruck hervorgehoben

¹⁾ Erläuterungen zu Blatt Freudenstadt, 1906, S. 4.

und war angenehm überrascht, auch in den Profilen des Herrn HENKEL etwas ganz Analoges ziemlich genau in dem Abstände unter der Spiriferinenzone eingetragen zu finden, in dem die bemerkenswerte Schicht mir sonst bekannt ist. (Der Verf. selbst hebt diese recht auffallende Analogie allerdings nicht hervor.)

Herrn HENKEL erschien nun 1904, was ich ja eben nicht für genügend begründet halten mußte, die Parallele zwischen der „oberen Terebratelbank“ der Freudenstädter Gegend und dem *Terebratula*-Kalk in Franken und Thüringen zweifelhaft. Ich stellte dem die Ansicht gegenüber, daß das von ihm behauptete „Auskeilen“ des Leithorizontes nur unter einem Facieswechsel der in ihm auftretenden Gesteine verschleiert sei. Daß Herr HENKEL in der Wahl seines Beispiels für seine Ansicht nicht besonders glücklich war, geht aus seinen eigenen neueren Angaben hervor, wenn er auch zunächst die Frage der Parallelisierung der Terebratelzone hüben und drüben als „offen“ behandelt. Demgegenüber muß ich es wiederholt als sehr wünschenswert bezeichnen, daß eine genaue Durcharbeitung des Wellengebirges an Main und Tauber mit sorgfältiger Zusammenstellung einer sukzessiven Folge von Profilen vorgenommen wird. Zweifellos wird dann die Frage nach der Parallelisierung dieses wichtigsten Leithorizontes im deutschen Wellengebirge eine auch Herrn HENKEL befriedigende, endgültige Lösung finden. Dabei würde auch eine genauere Darstellung der überraschend schnellen Änderung in der Mächtigkeit eines so bedeutenden Schichtenabschnittes Interesse beanspruchen dürfen, einer Erscheinung, die mich seinerzeit veranlaßt hat, die Erklärung der von Herrn HENKEL 1904 beschriebenen Verhältnisse am Eiersheimer Wege aus den viel mächtigeren Profilen SANDBERGERS und SCHALCHS zu versuchen.

2. „Verwunderlich“ erscheint Herrn HENKEL meine Äußerung, daß ECK bereits 1880 „recht wahrscheinlich gemacht“ habe, daß die besprochenen Terebratelzonen der beiden Regionen ident seien. Ich habe diese Ansicht allerdings nicht allein aus dem von Herrn HENKEL zitierten Satz „Wäre es erlaubt“ usw. der Arbeit ECKs geschöpft, sondern aus dem ganzen Inhalt der Abhandlung, in der für die Wertung der oberen Terebratelzone am Schwarzwalde auch sonst noch recht wichtige Bemerkungen angeführt sind, vor allem der Hinweis auf das Vorkommen der seltenen *Terebratula angusta* var. *ostheimensis* PRÖSCH. in den Terebratelbänken von Ostheim bei Meiningen.

Um alle Zweifel zu beseitigen, schien es mir aber doch erwünscht, bei Herrn Prof. v. ECK anzufragen, wie er selbst die betreffende Stelle damals gemeint habe. Er hatte die Freundlichkeit, mich zu der Mitteilung zu ermächtigen, daß er damals nach „Wäre es erlaubt“ etwa ergänzend noch hätte hinzufügen können: „was mir recht wahrscheinlich vorkommt“. —

4. Über den am 6. und 7. Januar 1908 in Norddeutschland beobachteten Staubfall*).

Von Herrn L. FINCKH.

Berlin, den 14. März 1908.

Die Untersuchung einer Reihe von weiteren Proben von Staub des bei dem starken Wettersturz am 6. und 7. Januar niedergegangenen Staubfalles aus verschiedenen Gegenden Norddeutschlands ergab, daß die Korngröße dieser Staubproben, die zum großen Teil auf Resten von Schneedecken gesammelt waren, eine verhältnismäßig grobe ist, so daß man an eine weite Verfrachtung solchen Materiales durch Winde nicht gut denken konnte. Alle diese Proben enthalten, wie durch die optische Untersuchung festgestellt wurde, reichlich Quarz, Muskovit und eine grüne Hornblende neben Fragmenten von frischen Feldspaten, Pyroxenen und Blättchen von frischem Biotit. Außerdem konnte in allen Proben reichlich Turmalin nachgewiesen werden, der auch als Einschluß in Muskovit beobachtet wurde. Neben frischen Feldspaten findet sich reichlich auch stark zersetzter Orthoklas sowie zersetzter Biotit. In einer Probe aus Chemnitz ist neben den erwähnten Gemengteilen spärlich Granat enthalten; die Pyroxene erscheinen in dieser Probe verhältnismäßig häufig, und zwar vorwiegend grüne monokline Augite und spärlicher ein als Hypersthen gedeuteter Pyroxen, der einen deutlichen Pleochroismus zwischen grün und gelb mit einem Stich ins Rötliche zeigt. In allen Proben ist grüne Hornblende enthalten, die in vielen Körnern deutlich schiefe Auslöschung erkennen läßt. Gerade die Probe von

*) Siehe diese Zeitschr. 59, 1907, Monatsber. Nr 12, S. 326—327.

Chemnitz ist besonders wertvoll für die Beurteilung der Staubfälle, da sie Mineralien enthält, deren Ursprung auch in einem benachbarten Gebiete alter Eruptivgesteine, nämlich im sächsischen Granulitgebirge, gesucht werden kann.

Ein großer Teil der Gemengteile aus den Staubfällen im norddeutschen Flachlande (z. B. aus Westpreußen, Mecklenburg und Schlesien) läßt sich ohne weiteres auch auf kristallines Geschiebematerial aus diluvialen Schichten zurückführen, z. B. auf Granite und Amphibolite. Die zuerst untersuchte Probe von Eberswalde ist so feinkörnig, daß sich der eingehenderen optischen Bestimmung der einzelnen Staubkörnchen große Schwierigkeiten entgegenstellten. Die Ergebnisse der Untersuchungen an gröberkörnigen Proben lassen es als wahrscheinlich erscheinen, daß ein großer Teil der auf Grund der Lichtbrechung als Plagioklas gedeuteten winzigen Täfelchen Quarzsplitterchen und Muskovitblättchen sind, wodurch natürlich die auffällige Zusammensetzung des Staubes und damit auch die daran geknüpften Schlüsse hinfällig werden. Auch die Deutung mancher Splitterchen als Hypersthen ist nach den neueren Untersuchungen nicht durchweg aufrecht zu erhalten.

Auffällig war die große Übereinstimmung der ersten untersuchten Staubproben mit Asche des Santa Maria in Guatemala von dessen Ausbruch im Oktober 1902, die, wie die Untersuchungen von BERGEAT¹⁾ und BRAUNS²⁾ zeigen, sehr reich an grünen Hornblenden aus durchbrochenen Amphiboliten sind. Trotz dieser auffallenden Ähnlichkeit glaube ich nach meinen jetzigen Untersuchungen, daß die sehr feinkörnige Staubprobe von Eberswalde, die durch Entnahme des Staubes von Fensterscheiben gewonnen ist, und deren Untersuchung zu den früheren Vermutungen Veranlassung gab, lediglich ein Seigerungsprodukt ist, bei welchem eine Anreicherung der feinsten Partikelchen solcher Mineralien stattfand, die noch Kristall- oder Spaltflächen besaßen.

Dieses Ergebnis zeigt, wie vorsichtig man bei der Deutung von Staubproben und bei ihrer Identifizierung mit Aschenmaterial von bestimmten Vulkanausbrüchen sein muß.

¹⁾ A. BERGEAT: Die Produkte der letzten Eruption am Vulkan S. Maria in Guatemala (Oktober 1902). Centralbl. Min. 1903, S. 112 bis 117.

²⁾ R. BRAUNS: Asche des Vulkans Sa. Maria in Guatemala. Centralbl. Min. 1903, S. 132 u. 290.

5. Dwykakonglomerat in Deutsch-Südwestafrika.

Von Herrn P. RANGE.

Lüderitzbucht, 28. August 1907.

Der wirtschaftlich wertvollere Teil des deutschen Nama-landes baut sich vorzugsweise auf Tafelbergsschichten auf, deren Stratigraphie naturgemäß das wissenschaftliche Interesse der in diesen Gebieten arbeitenden Geologen im höchsten Maße in Anspruch nimmt. Ausführlichere geologische Studien über den Süden des Schutzgebietes sind bisher nicht vorhanden. SCHENK hat einen kursorischen Überblick über den Aufbau der Tafelbergformation — von ihm Namaformation genannt und der Kapformation in dem benachbarten englischen Gebiet parallelisiert — gegeben. Seine Gliederung umfaßt aber nur den Westen des Namalandes, etwa bis zum Fischfluß. Bereits im November und Dezember vorigen Jahres hatte ich bei einer Bereisung des Baiweges bis Keetmanshoop Anzeichen von jüngeren Schichten bemerkt, die jedenfalls nicht mehr zur Kapformation gehören konnten. Im Februar 1907 weilte ich einige Tage am Fischfluß unterhalb des Baiweges und bemerkte dort gleichfalls Schichten, in denen sich schwache Konglomeratlagen befanden. Wegen der Unsicherheit des Geländes konnte ich der Sache damals nicht weiter nachgehen. Etwa einen Monat später erhielt ich einen Brief von Dr. LOTZ, er vermute im Bezirk Keetmanshoop Karrooformation. Das war nach Lage der Dinge anzunehmen; es handelte sich vor allem aber darum, ob die unteren Grenzhorizonte derselben, eben die Dwyka-Schichten, auch in unserer Kolonie vorhanden seien oder nicht, und ob damit eine Parallelisierung unserer Horizonte mit denen des Kaplandes möglich sei, was bei dem fast völligen Fehlen paläontologischer Beweismittel sonst immerhin schwierig erschien. Im Juli 1907 ging ich zu einer Orientierungsbereisung von Keetmanshoop nach Gibeon. Schon vor Bersaba fielen mir südlich des Uibisreviers eigenartige Gerölle auf, die meist der Primärformation angehörten. Es waren vorzugsweise Flaser-Gneise und Granite. Da ich das Quellgebiet des Fischflusses noch nicht kannte, dachte ich zunächst an alten Flußschotter dieses großen, das Nama-land von Nord nach Süd durchquerenden Flusses. An einem der folgenden Tage reiste ich von Bersaba nach Ganikobis

zum Fischfluß. Im Flußbett desselben fand ich einige Blöcke eines Konglomerates, in dem ich dieselben Geschiebe bemerkte wie südlich des Uibisreviers. Ob diese Blöcke anstehend oder Flußgerölle waren, konnte an dieser Stelle nicht entschieden werden. Jedenfalls stammten sie nicht weit her. Ich hielt sie für Dwykakonglomerat, konnte aber natürlich noch keine Gewißheit darüber erlangen. Am 27. Juli traf ich Dr. HARTMANN im Felde bei Hanans, der dort mit Leitung der Diamant-Wascharbeiten für das Gibeon-Syndikat beschäftigt war, und sprach mit ihm über die geologischen Verhältnisse seines Gebietes. Er erzählte gleichfalls von einem eigenartigen Konglomerat, das in geringen Resten auf den Höhen östlich des Fischflusses lagere und nach seiner Vermutung Dwykakonglomerat sein könne. Beim Ritt von Hanans nach Gibeon überzeugte ich mich davon, daß die vorher erwähnten Konglomerate kein Flußschotter waren, sondern daß es sich um ein Glazialkonglomerat handeln müsse. Lagerungsverhältnisse zu den roten Quarziten und Schieferletten, dem obersten Gliede der Namaformation, sprachen dafür. Südlich von Gibeon am Steilabfall des östlich sich anschließenden Plateaus und bei Gibeon selbst gelang es, näheren Einblick in die Lagerungsverhältnisse und die das Konglomerat unter- und überlagernden Schichten zu gewinnen. Immerhin hatte ich noch gezögert, an ein Glazialkonglomerat zu glauben, da die bekannten Vorkommen von Dwyka in der Kap-Kolonie doch noch recht weit entfernt lagen, und die bisherigen Aufschlüsse die Identifizierung mit einer Grundmoräne doch nicht mit Sicherheit zu erlauben schienen. Einige Kilometer vor Gibeon wurden aber die Anzeichen für eine glaziale Bildung so deutlich, daß ich nicht länger zweifeln konnte. Es fanden sich vielfach kantengerundete und gekritzte Geschiebe, hauptsächlich von Namaquarzit, die mich lebhaft an mir bekannte Geschiebe des norddeutschen Flachlandes erinnerten. Bei Gibeon selbst konnte ich diese Geschiebe sehr häufig und bis zu Fußgröße beobachten; es gelang auch, dieselben an einzelnen Punkten direkt dem Konglomerat zu entnehmen. Damit war der Beweis für die Identität des Konglomerates mit dem bekannten vielumstrittenen Dwykakonglomerat Südafrikas gegeben. Unter der heißen Sonne des heutigen Südafrika hält es natürlich schwerer, an eine ehemalige permokarbonische Vereisung des Landes zu glauben, aber die Beweise sind denn doch so zwingend, daß sie dem mit Glazialbildungen vertrauten Geologen nicht entgehen können. Leider war ich nicht mit photographischer Ausrüstung versehen, daß

ich charakteristische Abbildungen des Konglomerates selbst beilegen könnte.

Ebensowenig konnte bislang eine genaue kartographische Festlegung der einzelnen Punkte, an denen Dwykakonglomerat beobachtet wurde, erfolgen; sie mögen hier kurz namentlich von Nord nach Süd aufgezählt werden:

Freistadt nördlich Gibeon,
Gibeon,
Weißbrand östlich Gibeon,
Höhe östlich Hanans,
Ganikobis,
Uibis;
Schlangenkopf westlich Keetmanshoop.

Zum Schlusse bitte ich, die ganze Mitteilung als vorläufig aufzufassen, zu eingehenderem Studium fehlt mir bei Überlastung mit anderweitigen Aufgaben die nötige Zeit, so verlockend diese Untersuchung auch dem Geologen erscheinen mag.

Eine zusammenfassende Darstellung des Dwykakonglomerats unseres südwestafrikanischen Schutzgebietes gedenke ich in einer späteren Arbeit zu geben.

Neueingänge der Bibliothek.

- ARNOLD, R., und ANDERSON, R.: Metamorphism by Combustions of the Hydrocarbons in the oil-bearing shale of California. S.-A. aus: Journ. of Geology XV, 2. Chicago 1907.
- BERG, G.: Die Magneteisenerzlager von Schmiedeberg im Riesengebirge. S.-A. aus: Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1902, XXIII, 2. Berlin 1903.
- Schneller Nachweis eines Anhydritgehaltes in Gesteinen und künstliche Bildung mikroskopischer Anhydritkriställchen. S.-A. aus: Centralbl. Min. 1907, Nr 22.
 - Die Vorgeschichte der Vögel. S.-A. aus: NAUMANN, Die Naturgeschichte der Vögel Mitteleuropas I, 1, S. 3—6.
 - Gesteine von Angola, Sao Thomé und St. Helena. S.-A. aus: TSCHERMAKS Mitt. XXII, 3 und 4. Wien 1903.
 - Mikroskopische Untersuchungen von Gneisen und kontakt-metamorphen Schiefen der Umgebung von Hirschberg i. Thür. S.-A. aus: Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1907, XXVIII, 3. Berlin 1907.

- BERG, G.: Vergleichende Studien an rotliegenden Eruptivgesteinen im Westteil der mittelsudetischen Mulde. S.-A. aus: Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1907, XXVIII, 2. Berlin 1907.
- Zur Geologie des Braunnauer Landes. S.-A. aus: Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1908, XXIX, 1. Berlin 1908.
- BEUSHAUSEN, L.: Aus dem Nachlasse: Über die Oberharzer Ruscheln. S.-A. aus: Festschrift zum 70. Geburtstage ADOLF V. KOENEN gewidm. v. seinen Schülern. Stuttgart 1907.
- DAMMER, B.: Über einige neue Fundpunkte interglazialer Ablagerungen in der Lüneburger Heide. S.-A. aus: Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1907, XXVIII, 3. Berlin 1907.
- ERDMANNSDÖRFFER, O. H.: Geologische und petrographische Untersuchungen im Wehrthal. S.-A. aus: Mitteil. der Bad. geol. Landesanst. IV, 2. Heidelberg 1901.
- Petrographische Mitteilungen aus dem Harz. IV. Die silurischen Diabase des Bruchberg-Ackerzuges. S.-A. aus: Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1908, XXIX, 1. Berlin 1908.
- ETZOLD, F.: Fünfter Bericht der Erdbebenstation Leipzig. I. Die in Leipzig vom 1. Mai bis 31. Oktober 1904 registrierten Erdbeben und pulsatorischen Bewegungen. II. Über die Aufzeichnung der infolge des Läutens der Kirchenglocken zu Leipzig erzeugten Bodenschwingungen. S.-A. aus: Sitz.-Ber. d. math.-phys. Kl. d. Kgl. Sächs. Ges. d. Wiss. zu Leipzig. Sitzung vom 14. XI. 04.
- FLIEGEL, G.: Eine angebliche alte Mündung der Maas bei Bonn. — Beobachtungen über die Beziehungen der pliocänen und diluvialen Flußaufschüttungen von Maas und Rhein. S.-A. aus: Diese Zeitschr. 59, 1907, Monatsber. 10/11. Berlin 1907.
- FRIEDRICH, P.: Über neue Bohrungen in der Gegend von Oldesloe in Holstein. (Interglazial, Miocän und Eocän.) S.-A. aus: Mitteil. d. Geograph. Ges. u. d. Naturh. Mus. in Lübeck (2), 22. 1908.
- GRUPE, O.: Der untere Keuper im südlichen Hannover. S.-A. aus: Festschrift z. 70. Geburtst. von AD. V. KOENEN, gew. von seinen Schülern. Stuttgart 1907.
- Die Zechsteinvorkommen im mittleren Weser-Leine-Gebiet und ihre Beziehungen zum südhannoverschen Zechsteinsalzlager. S.-A. aus: Jahrb. Preuß. Geol. Landesanstalt f. 1908, XXIX, 1. Berlin 1908.
- Über glaziale und präglaziale Bildungen im nordwestlichen Vorlande des Harzes. S.-A. aus: Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1907, XXVIII, 3. Berlin 1907.
- HAMBLOCH, A.: Traß und seine praktische Verwendung im Baugewerbe. Andernach a. Rh. 1908. Selbstverlag d. Verf.
- Pierre de tuf et de trass. S.-A. aus: Der Steinbruch, Nr 11, 1906.
- Tuff stone and Trass. S.-A. aus: Der Steinbruch, Nr 11, 1906.
- Toba y trass (Tierra Renana). S.-A. aus: La cantera, Nr 11, 1906.
- KAISER, E., und NAUMANN, E.: Zur Kenntnis der Trias und des Diluviums im nordwestlichen Thüringen. Bericht über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahmen auf den Blättern Langula und Langensalza in den Jahren 1901 und 1902. S.-A. aus: Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1902, XXIII, 4. Berlin 1905.
- KAMMERER: Werkzeug und Arbeitsteilung. Rede, zum Geburtstage Sr. Maj. des Kaisers und Königs WILHELM II. in der Halle d. Königl. Techn. Hochschule zu Berlin am 25. I. 1908 gehalten.

- KESSLER, P.: Über einen mit Wohnkammer erhaltenen *Macrocephalites*. S.-A. aus: Centralbl. Min. 1908, 2. Stuttgart 1908.
- KILIAN, M. W.: Ammonites du Jurassique supérieur et du Crétacé. S.-A. aus: Compt. rendus de l'Assoc. franç. pour l'Avancement des sciences. Congrès de Lyon. 1906
- und RÉVIL, J.: Notice sur la vie et les travaux de MARCEL BERTRAND.
- MICHAEL, R.: Die Lagerungsverhältnisse und Verbreitung der Karbonschichten im südlichen Teile des Oberschlesischen Steinkohlenbeckens. S.-A. aus: Diese Zeitschr. 60, 1908, Monatsber. 1.
- NAUMANN, E.: Beiträge zur Gliederung des Mittleren Keupers im nördlichen Thüringen. S.-A. aus: Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1907, XXVIII, 3. Berlin 1907.
- und PICARD, E.: Über Ablagerungen der Ilm und Saale vor der ersten Vereisung Thüringens. S.-A. aus: Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1907, XXVIII, 1. Berlin 1907.
- RANGE, P.: Der Untergrund des Pathologischen Institut der Königl. Charité zu Berlin. S.-A. aus: Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1907, XXVIII, 3. Berlin 1907.
- Die von RUDOLF ZABEL mitgebrachten Gesteinsproben aus den Djebel Serhun. Anhang zu R. ZABEL: Im muhammedanischen Abendlande Marokko. STEPHAN GEIBELS Verlag, Altenburg, S.-A.
- RAU, K.: Die Brachiopoden des mittleren Lias Schwabens. Inaug.-Dissert. Tübingen. Jena 1905.
- REUTER, LOTH.: Aus ALEXANDER VON HUMBOLDTS Verwaltungspraxis in Franken. S.-A. aus: Sitz.-Ber. Phys.-mediz. Sozietät in Erlangen 39. Erlangen 1907.
- SCHÜTZE, E.: Verzeichnis der mineralogischen, geologischen, urgeschichtlichen und hydrologischen Literatur von Württemberg, Hohenzollern und den angrenzenden Gebieten. V. Nachträge und Zusätze zur Literatur 1901 bis 1905, sowie Register und Titel zu dem Verzeichnis der Literatur von 1901 bis 1905. = 1. Beilage z. d. Jahresb. d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württemb. 64. Stuttgart 1908.
- Die geologische und mineralogische Literatur des nördlichen Harzvorlandes und des Harzes. III. Abt.: Die Literatur von 1904 und 1905, sowie Nachträge und Zusätze zu Abt. I und II. S.-A. aus: Verh. u. Mitt. d. Naturw. Ver. zu Magdeburg 1904 bis 1907. Magdeburg 1907.
- Städtische Sammlung der Stadt Bibrach a. R. Die geologisch-paläontologische Sammlung des † Pfarrers Dr. J. PROBST. Ein kurzer Führer durch dieselbe. Bibrach a. R. 1907.
- Einige bohrende und schmarotzende Fossilien der schwäbischen Meeresmolasse. S.-A. aus: Ber. über d. 39. Vers. d. Oberh. geol. Ver. zu Wörth a. S. 1906.
- Alttertiäre Land- und Süßwasserfossilien aus dem Ries. S.-A. aus: Diese Zeitschr. 59, 1907, Monatsber. 10/11.
- SCHNEIDER, K.: Zur Geschichte und Theorie des Vulkanismus. Prag 1908.
- STILLE, H.: Die Braunkohlenformation in Westfalen und Lippe-Detmold. S.-A. aus: Handb. f. d. Deutsch. Braunkohlenbergbau, herausgeg. von G. KLEIN. Halle a. S. 1907.
- STÜBEL, A.: Die Vulkanberge von Ecuador. Geolog.-topogr. aufgenommen und beschrieben. Berlin 1897.



4.

Wanderdüne auf Listland, Ansicht von der Luvseite (Westseite) her.



5.

Wanderdüne auf Listland. Profil des Dünenrückens von Norden gesehen.



1.

Windmulde in den Dünen oberhalb des Roten Kliffs auf Sylt
(Blick gegen Süden).



2.

Seitenkamm zwischen zwei wandernden Dünenrücken auf Listland
(Blick gegen Osten).



3.

Endigung einer Parabeldüne bei Groß-Rowe (Kr. Stolp i. P.)
(Blick gegen Nordosten).

Monatsberichte

der

Deutschen geologischen Gesellschaft.

Nr. 4.

1908.

Protokoll der Sitzung vom 1. April 1908.

Vorsitzender: Herr RAUFF.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung und erteilt dem Schriftführer das Wort zur Verlesung des Protokolls der März-Sitzung, das genehmigt wird.

Sodann macht Herr RAUFF Mitteilung von dem Ableben des Herrn Professor Dr. AUREL KRAUSE in Gr.-Lichterfelde, dem er einen Nachruf widmet. Die Versammlung erhebt sich zu Ehren des Verstorbenen.

Als neue Mitglieder wünschen in die Gesellschaft aufgenommen zu werden:

Herr Dr. GEORG VON SMOLENSKI, Krakau, Stachowski-
straße 23, zurzeit Berlin,

Herr Dr. KASIMIR WOJCIK, Assistent am geologischen
Institut in Krakau, St. Annastr. 6,
vorgeschlagen durch die Herren JANENSCH, HENNIG,
STREMME.

Herr HERMANN ZIERVOGEL, Dipl.-Berging., Berlin N 4,
Pflugstr. 17,
auf Vorschlag von den Herren BEYSCHLAG, KÜHN,
KRUSCH.

Herr C. A. HANIEL, Düsseldorf, Goltsteinstr. 27,
vorgeschlagen von den Herren W. PAULCKE,
P. GROSCH, P. KEULER.

Der Vorsitzende legt die neu erschienenen Bücher,
Schriften und Karten vor und bespricht eine Anzahl von ihnen.

Herr E. ZIMMERMANN (Berlin) legte **Steinsalz mit Wellenfurchen** auf den Schichtflächen und ferner große **isolierte Kristalle jener anhydritischen Pseudomorphose aus dem Pegmatitanhydrit** vor, den er früher (vgl. d. Zeitschr. 59, 1907, Monatsber. 5) beschrieben hat.

Das Steinsalz entstammt dem Zechstein einer Tiefbohrung bei Schlitz in Hessen, ist dunkelgrau gefärbt, mittelkörnig, horizontal geschichtet; die Schichtflächen werden durch fast papier-, und zwar gleichmäßig dünne, scharfbegrenzte Anhydritlagen noch besonders hervorgehoben. An dem 12 cm starken Kern zeigt besonders die eine Schichtfläche die Wellenfurchen (ziemlich parallele) sehr schön, und zwar gehen deren 6—7 auf die Breite des Kernes; die entgegengesetzte Schichtfläche zeigt die Erscheinung auch, doch ziemlich undeutlich; die Furchen sind hier parallel denen der ersten Schichtfläche. Trotz dieser Parallelität ist, nach der sonstigen Gestaltung der Wellen, eine Verwechslung mit tektonischen Falten wohl ausgeschlossen.

Da bisher Wellenfurchen nur aus sandigen und tonigen Gesteinen, als Seltenheit auch aus Kalksteinen (z. B. auch aus jenem, durch Netzleisten ausgezeichneten Mittleren Muschelkalk von Rüdersdorf, den der Vortragende in d. Zeitschr. 50, 1898, Prot. S. 187 beschrieben hat) bekannt geworden sind, ist das vorliegende Vorkommen im Steinsalz besonderer Beachtung wert.

Für die Entstehung des Steinsalzes, wenigstens dieses Steinsalzes, lehrt es folgendes: 1. Die über dem Salz stehende Wasserschicht kann nur sehr gering, vielleicht nur wenige Dezimeter mächtig gewesen sein, sonst hätten sich keine — oder wenigstens nicht so kleine — Wellenfurchen bilden können, besonders wenn man das größere spezifische Gewicht und die infolgedessen wohl geringere Beweglichkeit konzentrierten Salzwassers in Betracht zieht. — 2. Das Salz muß als lockerer Salzsand (also wohl wie in den Salinen zunächst an der Oberfläche) sich ausgeschieden haben und kann nicht als feste Kruste bodenwüchsiger Kristalle entstanden sein. Die in diesem „Sande“ gebildeten Wellenfurchen wurden durch die erwähnten dünnen Anhydrithäutchen in ihrem Bestande festgelegt.

Vortragender bedauert, daß über die geologischen Schichten und die Orte, an denen Wellenfurchen beobachtet sind, in den Lehrbüchern noch keine umfassenden Nachweise vorliegen, und würde gern Mitteilungen solcher Art entgegennehmen.

Die Pegmatitanhydritkristalle, die er sodann vorlegt, stammen nicht aus dem wichtigsten Lager dieses Gesteins

direkt über dem Roten Salzton im Jüngeren Steinsalz des Zechsteins, sondern aus einer etwas unter diesem Salzton gelegenen besonderen Schicht von nur 1—2 dm Stärke, und zwar im Salzbergwerk (Moltkeschacht) zu Schönebeck a. Elbe. Diese Bank könnte wohl einer der unteren entsprechen, die ich a. a. O. z. B. von Rüdersdorf, Sperenberg, Schneidlingen usw. angegeben habe. Bei dem Ausspritzungsprozeß, mittels dessen in Schönebeck das Salz gewonnen wird, werden dort ungewöhnlich klare, lehrreiche, besuchenswerte Aufschlüsse geschaffen. Die genannten Kristalle sind am einen Ende aufgewachsen, am gegenüberliegenden schmaleren leider verletzt; sie sind bis 3 cm dick, 8 cm hoch und zeigen wieder, und zwar sehr schön, den schon früher beschriebenen skelettförmigen Aufbau aus Systemen paralleler Balken und Plättchen von Anhydrit und zwischenliegenden Ausfüllungen von Steinsalz, auch den sechsseitigen Querschnitt, andererseits aber zeigen sie auch deutlich (was an den früheren Funden nicht sicher festgestellt werden konnte), daß sie keine Skalenoederformen, also wohl auch nicht Pseudomorphosen nach Kalkspat sind. Indessen sind auch die jetzigen Funde noch nicht kristallographisch deutbar, und darum ist auch jetzt noch das Urmineral unbekannt.

An der Besprechung beteiligten sich die Herren RAUFF, P. G. KRAUSE, SOLGER, TANNHÄUSER, HAARMANN, MESTWERDT und der Vortragende.

Herr ERNST NAUMANN sprach über **Fossilfunde im Mittleren Muschelkalk bei Großheringen.**

Im Sommer 1907 hatte ich Gelegenheit, an der Ilmmündung bei Großheringen einige Aufschlüsse im Mittleren Muschelkalk zu untersuchen. Die in diesen Profilen beobachteten Schichten erwiesen sich auch in solchen Lagen als fossilführend, die bisher für Thüringen als fossilfrei gegolten haben. Ich gebe deshalb im folgenden eine kurze Beschreibung dieser Aufschlüsse.

I. Die Profile bei Unterneusulza.

Der Weg von Unterneusulza nach Stenndorf führt mit sanfter Steigung über von Buschwald bedeckte Hänge des Mittleren Muschelkalkes; deren unterste, steile Böschungen bestehen aus Wellenkalk, an dessen Abtragung die Saale arbeitet. Auf dem genannten Wege liegen wenige Schritte voneinander entfernt zwei kleine Steinbrüche, in denen man

früher Gips gebrochen hat. Am Abhang unter den Steinbrüchen stehen zu unterst die Schaumkalkbänke und die *Orbicularis*-Schichten des Unteren Muschelkalkes an. Darüber folgt zunächst ein sehr charakteristischer gelber Grenzkalk und dann eine etwa 15—20 m mächtige Folge von dolomitischen Kalken und Zellenkalken, die hier eine häufig wiederkehrende Einlagerung im Mittleren Muschelkalk bilden.

Das Profil des östlichen Steinbruchs zeigt uns über dem Gipslager eine fossilführende Dolomitschicht, die höheren Schichten sind dagegen ungenügend aufgeschlossen.

Profil I.

Östlicher Gipsbruch am Wege Unterneusulza—Stenndorf.

Hangendes: Helle, dolomitische Kalkschiefer.

1. 0,1 m Heller, dolomitischer Kalk mit Knochen, Fischschuppen, *Myophoria transversa* BORN. und *Lingula tenuissima* BR.
2. ca 2 m Gips.

Die Bank 1 ist nicht gerade reich an Fossilien; doch sind solche besonders in der obersten Schicht der Bank fast regelmäßig zu finden. Der westliche Steinbruch zeigt zwei Gipslager, deren unteres dem im östlichen Bruch zu entsprechen scheint; doch ist hier noch kein *Lingula*-Dolomit beobachtet.

Profil II.

Westlicher Steinbruch am Wege Unterneusulza—Stenndorf.

Meter	
1. 2,8	Oberes Gipslager: weiß und grau, z. T. spätig oder geschichtet und mit Fasergips und Mergel wechselnd.
2. 0,04	Untere <i>Actaeonina</i> -Bank: gelbliche konglomeratisch-oolithische Dolomitbank mit kleinen Gastropoden.
3. 2,4	Helle dolomitische, parallel zerklüftete Mergelkalke mit dünnen horizontalen weißen Fasergipsschnüren.
4. 2,5	Unteres Gipslager: weiß und grau, z. T. spätig oder geschichtet mit Fasergips und Mergellagen.

In diesem Aufschluß findet sich also an der Basis des oberen Gipslagers eine 3—5 cm mächtige, konglomeratisch-oolithische Lage von dolomitischem, gipshaltigen Kalk, der eine große Zahl von nur 1—1½ mm großen *Actaeoninen* enthält. Es handelt sich um *Actaeonina alsatica* KOK.¹⁾; eine andere Art konnte bisher nicht festgestellt werden. In der Nähe der *Actaeonina*-Bank, die wir als untere bezeichnen

¹⁾ Abhandl. zur geol. Spezialkarte von Elsaß-Lothringen, N. F. II, S. 48, Taf. VI, Fig. 19 u. 21.

wollen, wechseln Mergellagen und horizontal geschichtete Fasergipslagen von 1—3 cm Stärke mehrfach, ein Zeichen, daß die Gipsbildung erst allmählich eingesetzt hat. Außer den Actaeoninen finden sich nur einzelne Knochenreste von Sauriern und Fischen in der *Actaeonina*-Bank. Zwischen dem Profil II und dem folgenden Profil III ist eine Lücke von etwa 6,5 m im Aufschluß.

Profil III.

Aufschluß im Buschwald über dem westlichen Gipsbruch.

Meter	
1. 1,6	Dolomitische, helle Mergelkalke mit horizontalen, wenige Zentimeter mächtigen Lagen von Fasergips und einzelnen Schichten von wenig mächtigem, dichten Gips.
2. 0,8	Sehr klüftige, z. T. kuglig verwitternde, dolomitische, helle Mergelkalke.
3. 0,08	Obere <i>Actaeonina</i> -Bank: konglomeratische, rostfarbige Bank mit Saurier- und Fischresten.
4. 0,6	Dolomitische, helle Mergelkalke.

Die Schicht 3 Profil III ist als obere *Actaeonina*-Bank bezeichnet worden, weil sich in einem Fall eine *Actaeonina* in einem Stück dieser Schicht gefunden hat, besonders aber deshalb, weil sie petrographisch der unteren Bank aufs Haar gleicht. In einem Wasserriß etwas östlich vom östlichen Steinbruch fanden sich *Anoplophora musculoides* SCHL. sp. und *Corbula gregaria* MÜ. in hellen dolomitischen Kalken, wenig unter den Oolithbänken mit Hornstein.

Wir haben demnach hier nahe der Mitte des Mittleren Muschelkalkes eine fossilführende Bank, die untere *Actaeonina*-Bank, die dadurch besonders interessant wird, daß sie mitten zwischen zwei Gipslagern selbst mit schwachen Gipslagen verbunden auftritt und einen großen Reichtum an kleinen Gastropoden zeigt, die z. T. im Gips selbst eingebettet sind. Man kann wohl annehmen, daß diese Schnecken in abgeschlossenen, salzigen Meeresteilen gelebt haben oder durch Überflutung zeitweilig in Menge in solche hineingetragen worden sind.

Im Elsaß sind Gastropoden führende Schichten des Mittleren Muschelkalkes besonders durch WEISS¹⁾, VAN WERVEKE²⁾, SCHUMACHER²⁾ und BENECKE³⁾ bekannt geworden; sie sind

¹⁾ Geol. Spezialkarte von Preußen usw., Blatt Großhemmersdorf.

²⁾ Geol. Spezialkarte von Elsaß-Lothringen, Blatt Großhemmersdorf, Falkenberg und Pfalzberg.

³⁾ Mitteil. der geol. Landesanstalt von Elsaß-Lothringen, Bd IV, 1896, S. 277—285.

jedoch dort ihrem Abstände vom Trochitenkalk nach im Profil bedeutend höher gelegen als hier im Saaletal, wenn auch SCHUMACHERS petrographische Beschreibung der Bänke gut auf unsere *Actaeonina*-Bank paßt.

Ein reiches Material von *Actaeonina* hat ferner RAAB¹⁾ in Rüdersdorf bei Berlin gesammelt²⁾. Dort findet sich *Actaeonina* in mehreren Schichten, deren Lage im Profil mir noch nicht bekannt ist.

Aus gipsführenden Schichten des Mittleren Muschelkalkes ist *Actaeonina* bisher noch nicht genannt worden, dagegen neuerdings aus dem Grenzdolomit des Keupers von Schwaben durch ZELLER³⁾. Im Jahre 1901 hat außerdem F. HERMANN⁴⁾ einige Versteinerungen aus den obersten Schichten der Anhydritgruppe von Künzelsau bei Heilbronn beschrieben, unter denen sich jedoch keine *Actaeonina* befindet.

II. Der Aufschluß in Großheringen.

An der Großheringer Mühle findet man folgendes Profil:

Meter	Profil IV.
1. 0,8	Oolithischer, harter Kalkstein.
2. 2,0	Helle, dolomitische, unebene Kalkplatten.
3. 0,04	Harte, graue Kalkbank.
4. 0,7	Dünne, z. T. papierdünne, helle und dunkle Kalkmergelschiefer mit <i>Myophoria transversa</i> BORN.
5. 0,05	Graue, harte Kalkbank mit zahlreichen Muscheldurchschnitten.
6. 0,8	Oolithischer, harter Kalkstein mit Hornsteinlinsen.
7. 0,7	Mergelige, blaugraue, bröcklige Kalkschiefer.
8. 1,0	Fast weiße, mergelige, dünnplattige, unten papierdünne Kalkschiefer.
9. 0,1	Harte, graue Kalkbank mit Gastropodenresten.
10. 0,8	Ziemlich harte, dickbankige, zerklüftete, bituminöse, plattig brechende Kalkschiefer mit undeutlichen Fossilien (<i>Corbula</i> und Fischreste).
11. 0,05	Helle Mergelschiefer.
12. 0,04	Ziemlich harte Wulstkalkbank mit fossilreichen, splittigen, grauen Knollen mit <i>Myophoria transversa</i> , <i>vulgaris</i> , <i>laevigata</i> und Gastropoden.
13. 1,2	Helle, z. T. dunkelgraue, ziemlich harte Kalke, oben schiefrig, unten mehr dickbankig und mit erbsen großen Hohlräumen.

¹⁾ Jahrbuch Preuß. geol. Landesanst. f. 1904, Bd. XXV, S. 351—355.

²⁾ Herr Dr. PICARD gestattete mir freundlichst, dieses von ihm zur Zeit bearbeitete Material einzusehen.

³⁾ Neues Jahrbuch f. Min., Beilageband XXV, S. 109.

⁴⁾ Jahresber. d. Ver. f. vaterländische Naturk. in Württemberg 1901, S. 351—355.

Dieses Profil hat eine große Ähnlichkeit mit dem von R. WAGNER¹⁾ aus dem Teufelsgraben bei Zwätzen beschriebenen und abgebildeten Profil 13. Doch sind die Mächtigkeiten der oolithischen Schichten und ihre Lage zu den dunklen Schiefnern mit *Myophoria transversa* hier bereits etwas anders als dort bei Jena. *Myophoria transversa* ist in Schicht 4 unseres Profils sehr häufig, die etwa WAGNERS Schicht 5 entsprechen dürfte. Die Hornsteinlinsen liegen bei Großheringen in einer oolithischen Kalkbank, die noch unter diesem *Transversa*-Horizont liegt (WAGNERS Schicht 4). WAGNERS Schicht 2, mit der er den Mittleren Muschelkalk nach oben abschließt, ähnelt sehr den Bänken 9 und 12 unseres Profils. Unter Schicht 12 folgen wie bei Zwätzen zerklüftete, ziemlich feste graue Kalke mit rundlichen Hohlräumen.

Zwischen Schicht 9 und 12 liegt bei Großheringen noch ein 0,8 m mächtiger, fossilführender Kalkhorizont 10, der *Corbula gregaria* MÜ., Knochenreste und andere undeutliche Versteinerungen enthält. In der Schicht 12, einem grauen, splittrigen Kalk, der gewissen Schichten des Wellenkalkes außerordentlich ähnlich ist, fanden sich folgende Versteinerungen:

Placunopsis ostracina v. SCHLOTH. sp.

Lima striata GF.

Pseudomonotis Alberti (GF.) GIEB.

Gervilleia costata SCHLOTH. sp.

Myophoria vulgaris BR.

Myophoria transversa BORN.

Myophoria laevigata ALB.

Corbula gregaria MÜ.

Omphaloptycha gregaria v. SCHLOTH. sp.

Loxonema falcatum PICARD.

Besonders bemerkenswert ist das Vorkommen der zuletzt angeführten Art, die bisher von E. PICARD²⁾ nur im Unteren Wellenkalk und von mir³⁾ im Oberen Wellenkalk des Unteren Muschelkalkes beobachtet ist; dies beweist, das Formen des Wellenkalkes bis in den Mittleren Muschelkalk hoch hinaufreichen können. Die Grenze zwischen Mittlerem und Oberem Muschelkalk will R. WAGNER⁴⁾ bei Jena unter Abtrennung einer unteren Zone von mo_1 etwa 5,5 m unter die Basis der

¹⁾ Abhandl. Preuß. geol. Landesanst., N. F., H. 27, Berlin 1897.

²⁾ Jahrbuch Preuß. geol. Landesanstalt für 1901, Bd. XXII, S. 505.

³⁾ Geologische Spezialkarte von Preußen, Erläuterungen zu Blatt Mihla, S. 24.

⁴⁾ a. a. O.

Oolithbank dahin legen, wo zuerst wieder Fossilien den Wiederbeginn des organischen Lebens anzeigen. Da, wie ich soeben gezeigt habe, auch in mittleren Schichten des Mittleren Muschelkalkes und bei Rüdersdorf sogar durch den ganzen Mittleren Muschelkalk hindurch Fossilien gefunden werden, so erscheint mir eine solche Änderung der Grenzziehung nicht mehr erforderlich.

An der Erörterung des Vorgetragenen beteiligten sich Herr GAGEL, MESTWERDT, ZIMMERMANN und der Vortragende.

Herr GAGEL bemerkte, daß auch bei der Durcharbeitung der Lüneburger Triasprofile sich neuerdings mitten zwischen den Dolomiten und Anhydriten des Mittleren Muschelkalkes mehrere fossilführende Bänke gefunden hätten.

Es sind z. T. grünliche Tonbänke mit 7 dünnen Bonebedlagen (Fischknochen) als auch gelbgraue, tonigkalkige Bänke von sehr auffallender Beschaffenheit mit sehr schlecht erhaltenen Zweischalern (und vielleicht auch *Coenothyris vulgaris*) sowie endlich eine graue Kalkbank mit *Myophoria vulgaris* auf der tonigen Schichtfläche. Das Ausführlichere darüber wird demnächst in einer zusammenfassenden Arbeit über die Lüneburger Trias veröffentlicht werden.

Herr FINCKH berichtet über Tiefen- und Ganggesteine von Fuerteventura.

Das Auftreten von Tiefengesteinen auf der Insel Fuerteventura wird zuerst von HARTUNG¹⁾ in seiner Arbeit über die geologischen Verhältnisse der Inseln Lanzarote und Fuerteventura erwähnt. HARTUNG hatte im Jahre 1854 diese beiden dem afrikanischen Festlande zunächst gelegenen Inseln der Canaren eingehend untersucht und seine Aufnahmen in einer geologischen Karte und zahlreichen Profilen, die er seiner Arbeit beigegeben, zur Darstellung gebracht. Er gliederte die vulkanischen Gesteine, aus denen sich diese Inseln im wesentlichen aufbauen, in vier Gruppen: Die Syenit- und Trappformation, die den zentralen Teil der Insel Fuerteventura einnimmt, eine ältere, eine jüngere und eine jüngste Basaltformation. Die Trappformation besteht vorherrschend aus dunkelgrünen basaltartigen Gesteinen, die er als „wackichtes“, oft ganz zerbröckeltes Material beschreibt.

¹⁾ GEORG HARTUNG: Die geologischen Verhältnisse der Inseln Lanzarote und Fuerteventura. Neue Denkschriften der Allg. Schweizer. Ges. f. d. ges. Naturw. Zürich 1857.

Diese Gesteine werden von zahlreichen Gängen von dunklen, basaltartigen Gesteinen kreuz und quer durchsetzt. Die Syenite erscheinen als der tiefste und scheinbar älteste Teil der Insel bei Rio Palma und im Gran Barranco, wo sie in verhältnismäßig geringer Ausdehnung an die Oberfläche treten.

Im Jahre 1863 besuchte VON FRITSCH gelegentlich der Bereisung der Canarischen Inseln auch Fuerteventura. Seine Beobachtungen über das Auftreten der Syenite und der mit ihnen vergesellschafteten Gesteine hat er in seinen Reisebildern von den Canarischen Inseln¹⁾ und in einer Reihe von Notizen in seinem Werke über die geologischen Verhältnisse von Teneriffa²⁾ niedergelegt.

V. FRITSCH hatte die Beobachtung gemacht, daß im Verbands mit diesen Syeniten Tonschiefer und schieferige Kalke auftreten. Er glaubte daher annehmen zu müssen, daß diese Gesteine einem alten Grundgebirge angehören, das wesentlich aus diabasartigen Gesteinen besteht. Da er verwandte Gesteine auf Madeira, auf La Palma und Gomera unter den Gesteinen der Lavaformationen dieser Inseln angetroffen hatte, so kam er zu dem Schlusse, daß alle diese Massen die Gipfel eines untermeerischen Gebirges der Diabasformation darstellen.

Die früher als Hypersthenite bezeichneten Gesteine von Sta Cruz und von der Soca auf Madeira sind von mir auf Grund meiner Untersuchungen des von Herrn GAGEL gesammelten Materials als Essexite³⁾ bestimmt worden. Sowohl durch die Beobachtungen des Herrn GAGEL an Ort und Stelle als durch meine petrographischen Studien konnte der Nachweis erbracht werden, daß diese Essexite junge Tiefengesteine sind, die sich der Lavaformation eingeschaltet und, wie meine mikroskopischen Untersuchungen ergeben haben, am Kontakt auftretende Basalte metamorphosiert haben. Ebenso sind, wie die Beobachtungen des Herrn GAGEL⁴⁾ gezeigt haben, die in der älteren Lavaformation auf La Palma aufsetzenden körnigen Gesteine junge Tiefengesteine, die zu den Ergußgesteinen dieser Insel in engster Beziehung stehen. ROSENBUSCH⁵⁾ hat

¹⁾ PETERMANN'S Mitteilungen. Ergänzungsband V, 1867—1868.

²⁾ Geologische Beschreibung der Insel Tenerife. Winterthur 1868.

³⁾ Diese Zeitschr. 55, 1903, Monatsber. Nr 7.

⁴⁾ C. GAGEL: Das Grundgebirge von La Palma. Diese Zeitschrift 60, 1908, Nr 2.

⁵⁾ ROSENBUSCH: Mikrosk. Physiographie der Mineralien u. Gesteine, Bd. II, S. 169 u. 405.

das in der Heidelberger Sammlung befindliche Gesteinsmaterial aus der sog. Diabasformation der Caldeira von La Palma erneut untersucht und weist auf die hohe Bedeutung hin, daß sich diese Tiefengesteine als echte Monzonite und Essexite erwiesen haben. Die von mir untersuchte Gesteinssuite des Herrn GAGEL enthält außer Monzoniten und Essexiten auch noch Eläolithsyenite und den Essexiten entsprechende leukokrate und melanokrate Spaltungsgesteine.

Um die reichhaltige Gesteinssuite von Madeira zu ergänzen, wurde das von dem geologischen Institut der Universität Halle uns freundlichst überlassene Material des Herrn v. FRITSCH zur Untersuchung herangezogen. Unter dieser Gesteinsserie befindet sich eine Reihe von Gesteinen von Fuerteventura, die ich in meine Untersuchungen des von Herrn GAGEL mitgebrachten Materiales einbezogen habe. Es handelt sich im wesentlichen um Gesteine der Syenit- und Trappformation des zentralen Teiles der Insel. Besonders reichhaltig sind die von v. FRITSCH nach dem damaligen Stande der Wissenschaft als Syenite, Diorite, Kersantite, Gabbros und Diabase bezeichneten Tiefengesteine vertreten. Die Syenite zeigen eine auffällige Ähnlichkeit mit norwegischen Natronsyeniten. — Nach dem mikroskopischen Befund erweisen sich diese Gesteine als Nordmarkite, Pulaskite und Akerite. Mit ihnen vergesellschaftet treten Essexite, Camptonite und Gauteite auf.

Die Nordmarkite und Pulaskite sind z. T. ausgezeichnet miarolithisch entwickelte Gesteine von hypidiomorphkörniger oder trachytoider Struktur und bestehen wesentlich aus Natronorthoklas, der stellenweise in Mikroperthit übergeht. Die gefärbten Gemengteile, unter denen ein rotbrauner Glimmer stark vorherrscht, treten gegen die farblosen stark zurück. Neben dem Glimmer erscheinen teils braune, wohl alkali-haltige Hornblenden, teils Katophorit der von Arvedsonit umwachsen ist, sowie hellgrüne Pyroxene. Als Übergemengteile sind Titanit und Apatit reichlich vorhanden. (Die Nordmarkite unterscheiden sich von den Pulaskiten lediglich durch einen geringen Quarzgehalt.)

Die Akerite sind Plagioklas-Orthoklasgesteine, die den Monzoniten nahestehen und zwischen den Nordmarkiten einerseits, den Essexiten andererseits vermitteln. Als gefärbte Gemengteile enthalten sie ebenfalls rotbraunen Glimmer, Pyroxene und barkevikitische Hornblende. In geringer Menge führen diese Akerite auch Quarz. In den Essexiten tritt der Orthoklas gegenüber dem Plagioklas stark zurück, dagegen

enthalten sie in geringer Menge Analcim in Zwickeln zwischen den tafeligen Plagioklasen, der wohl aus Nephelin oder Sodalith hervorgegangen ist. Die gefärbten Gemengteile, Glimmer, Pyroxene und Barkevikit, zu denen noch Olivin hinzukommt, treten stark in den Vordergrund.

Als Vertreter der leukokraten und melanokraten Spaltungsgesteine sind in der vorliegenden Gesteinsserie Proben von Camptoniten und von Gauteit (Kalkbostonit) enthalten.

Daß diese Alkalitiefen- und Ganggesteine von Fuerteventura in engster genetischer Beziehung zu den jungen Alkali-ergußgesteinen der Canaren stehen, also ebenfalls junge Gesteine darstellen, möchte man schon auf Grund dieser Ergebnisse der Untersuchung als sehr wahrscheinlich annehmen. Eine Bestätigung dieser Annahme erhielt ich durch die Untersuchung einiger Gesteinsproben aus der die Tiefengesteine überlagernden Trappformation. Diese ursprünglich wohl basanitischen und trachydoleritischen Gesteine zeigen deutliche Kontaktmetamorphose, die ich nur auf die Einwirkung der Tiefengesteine zurückführen zu können glaube.

Die Auffassung, daß die Tiefengesteinsmassen auf allen diesen vulkanischen Inseln junge Intrusionen in die Lavaformation darstellen, dürfte wohl den Tatsachen näher kommen als die Annahme, daß diese vulkanischen Inseln sich den höchsten Gipfeln eines älteren Gebirges aufgesetzt hätten. v. FRITSCH hat in seinen grundlegenden Arbeiten a. a. O. über die Canarischen Inseln wiederholt erwähnt, daß die drusigen Syenite von Fuerteventura mit den Sanidiniten von Teneriffa große Ähnlichkeit besitzen. Er ist nach langem Zögern schließlich zu der Annahme gelangt, daß auch diese Sanidinite Auswürflinge des alten Grundgebirges sind. Dabei ist aber zu berücksichtigen, daß damals der Stand unserer Wissenschaft ein anderer war, als er heute ist, besonders, daß junge Tiefengesteinsmassen noch nicht bekannt waren.

Redner legte im Anschluß an seinen Vortrag noch zwei Auswürflinge von Tiefengesteinsformen der Leucitbasanite des Vesuv vor, die er selbst 1903 gesammelt hat. Das eine von ihm bei Resina am Fußweg auf den Vesuv gefundene, aus älteren Tuffen stammende Gestein erwies sich durch die nähere Untersuchung als ein Leucittheralith, der wesentlich aus Plagioklas, etwas Sanidin, Leucit und Titanaugit sowie brauner Hornblende, Biotit und Olivin besteht. Dazu tritt Eisenerz und reichlich Apatit. Auf den jungen Laven des Colle Margherita im Atrio del Cavallo fand er einen losen Block eines vollkommen frischen, dunklen hypidiomorph-

körnigen Gesteines, daß er als olivinführenden Leucitshonkinit bezeichnet. Es besteht wesentlich aus Sanidin, Plagioklas, Leucit, Nephelin und Titanaugit, der von brauner Hornblende und rotbraunem Glimmer begleitet wird. Neben der braunen barkevikitischen Hornblende ist noch eine cossyritartige Hornblende¹⁾ mit hoher Auslöschungsschiefe und sehr starker Absorption vorhanden. Olivin erscheint in vereinzelt, schon makroskopisch hervortretenden Individuen. Als Shonkinit ist dieses Gestein dadurch gekennzeichnet, daß unter den farblosen Gemengteilen der Sanidin vorwaltet und die gefärbten Gemengteile gegen erstere stark in den Vordergrund treten.

Herr FINCKH betonte die nahe Verwandtschaft dieses Gesteines mit dem von A. LACROIX²⁾ als Sommatit bezeichneten leucitführenden Olivinmonzonit aus Sommatuffen, der sich aber von dem Leucitshonkinit durch einen geringeren Gehalt an gefärbten Gemengteilen wesentlich unterscheidet.

Herr ZIMMERMANN fragt, wie Kontaktmetamorphose eines Eruptivgesteines durch ein anderes nachgewiesen wird.

Herr FINCKH und ROMBERG antworten.

Darauf wurde die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

P. G. KRAUSE.

¹⁾ Herr Dr. K. LERTZ hatte die Freundlichkeit, an einer Reihe von isolierten Hornblenden den Spaltungswinkel zu messen. Er fand durchwegs Werte von annähernd 124°. Es wäre immerhin möglich, daß die gemessenen Individuen sämtlich der braunen Hornblende angehörten.

²⁾ A. LACROIX: Sur un nouveau typ pétrographique représentant la forme de profondeur de certaines leucotéphrites de la Somma. C. R. 1905, **141**, S. 1188—1193. (ROSENBUSCH: Mikrosk. Physiogr. der Min. u. Gest., 4. Aufl., Bd. II, S. 169.)

A. LACROIX: Étude minéralogique des produits silicatés de l'éruption du Vésuve (avril 1906). Nouvelles archives du Muséum IX. Paris 1907. S. 147 ff.

Briefliche Mitteilungen.

6. Profil der Lunzer Schichten in der Umgebung von Lunz.

Von Herrn J. H. VERLOOP.

(Mit zwei Textfiguren.)

Basel, den 14. März 1908.

Im Oktober des vorigen Jahres hatte ich Gelegenheit, in Lunz die triadische Schichtfolge kennen zu lernen, und erfreute mich dabei besonders der Führung des Herrn Bergverwalters J. HABERFELNER. Hierdurch wurde mir die Begehung der Einzelprofile wesentlich erleichtert, und ich möchte auch an dieser Stelle genanntem Herrn meinen verbindlichsten Dank aussprechen.

Da meines Wissens noch kein Gesamtprofil der Schichtenfolge von Lunz veröffentlicht worden ist, habe ich die Resultate meiner Untersuchung im schematischen Profil (Fig. 1) dargestellt.

Die wichtigsten von mir aufgenommenen Detailprofile, welche ich der Aufstellung des schematischen Profiles zugrunde legte, befinden sich auf Blatt Gaming und Mariazell (1:75000) im Gebirge zwischen Göstling und dem Bölzenberge (nördlich von Lunz).

Als Ergänzung gebe ich in Fig. 2 das Detail-Profil der von Herrn HABERFELNER ausgebeuteten Fundstelle der Lunzer Pflanzen am Pramelreith-Berge.

Das schematische Profil beginnt mit den obersten Partien der Reiflinger Kalke. Diese hellgelbgrauen bis blaugrauen Kalke sind dünnbankig, führen oft Silex und Muschelbänke mit Halobien. Nach oben werden diese Kalke begrenzt vom ersten Gliede der Lunzer Schichten, den Wenger- oder „Aon-Schiefern“; diese bilden den unteren Teil der Reingrabener Schiefer und stellen einen Komplex dar von dunkelgrauen Mergeln und Schiefern, dunklen und hellen, oft bituminösen Kalken mit mehr oder weniger Dolomit- oder Kieselgehalt.

Schematisches Profil
DURCH DIE
LUNZER SCHICHTEN
in der Umgebung von Lunz

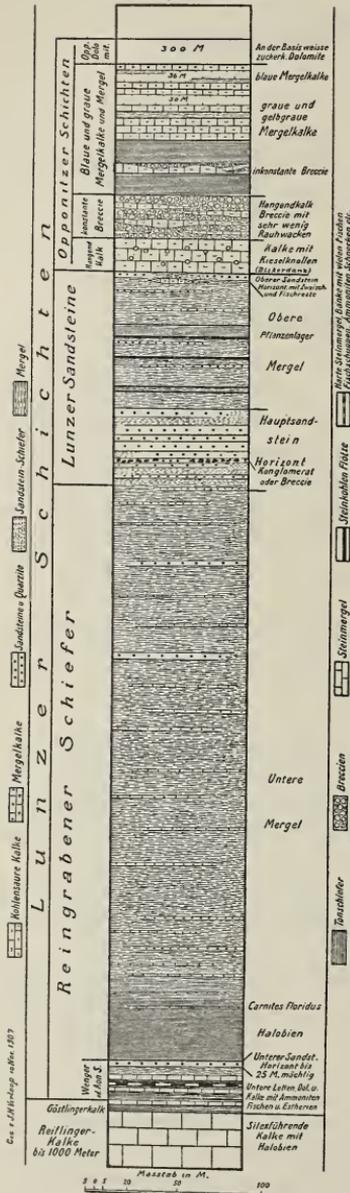


Fig. 1.

Die Kalkbänke der „Aon-Schiefer“ treten nicht konstant auf, sie verschwinden oder wechsellagern in mäßigen Entfernungen; die untersten führen oft schön erhaltene Halobienbrut, während ich in den oberr keine Fossilien nachweisen konnte.

Die Mergel der „Aon-Schiefer“ sind meist fossilifer, ausgenommen einige harte Steinmergelbänke, welche sehr viele Versteinerungen enthalten. Ich fand ziemlich gut erhaltene Fische, zum Teil verdrückte, aber bestimmbare Ammoniten, Schnecken und viele Fischschuppen.

In der hangenden Partie der Aonschiefer herrschen Mergel vor, mit blaugrauen, kubisch zerfallenden und zu oberst sehr viele Estherien führenden Bänken. — Das Dach derselben wird gebildet von einem Sandstein, dessen Mächtigkeit wechselt, von 1 m bis ca 25 m.

Auf den Sandsteinen der Aon-Schiefer liegen die eigentlichen Reingrabener Schiefer in ebenfalls sehr wechselnder Mächtigkeit. Sie bestehen in den liegenden Partien aus dunkeln, zum Teil sandigen Mergeln und Letten, welche stellen- und zonenweise erfüllt sind von Halobien. Mehr oder weniger kalkige Steinmergelbänke kommen in verschiedenen Niveaus vor, keilen sich aber immer rasch aus; sie führen Ammoniten, von

denen ich aber kein bestimmbares Exemplar fand. Nach oben gehen die Reingrabener Schiefer in dunkle, kubisch zerfallende Mergel über, welche sandiger werden und schließlich in einen grauen sandigen Mergel übergehen. Je höher in der Formation, desto mehr stellen sich auch Sandstein- und Quarzitbänke ein, welche rasch auskeilen.

Die nun folgenden Lunzer Sandsteine werden allgemein zerlegt in: Hauptsandstein, Mergel mit Pflanzenlager = Kohlenflözregion, und der obere Sandsteinhorizont = Hangendsandstein. Der Hauptsandstein, besteht aus 30—50 m mächtigen Sandsteinen und Sandsteinschiefern. Mergel und Tone treten sehr zurück und sind, wo vorhanden, sehr sandig. Diese Schichten enthalten undeutliche Pflanzenreste, haben eine hellgraugrüne Farbe und sind glimmerhaltig. — In den liegenden Partien dieses Sandsteins tritt mehrfach eine Breccie oder ein Konglomerat auf, welches Tongallen enthält, und da, wo es im Lunzerprofil in diesem Niveau „zur Bildung eines blaugrauen und ungemein festen Kalksandsteines kam“ [vgl. STELZNER (3, S. 428)], enthalten diese Bänke ein hartes, charakteristisches Konglomerat, dessen dunkelblaugraue kalkigtonige Rollsteine bald scheibenförmig oder kugelig, scharfkantig oder gerundet sind. Vielleicht korrespondiert dieses Niveau mit den Konglomeratbänken, welche E. KOKEN in dem Profil der Lunzer Äquivalente bei St. Cassian gefunden hat. (Erwähnt bei ZELLER, 17, S. 89.)

Die mittlere Abteilung der Lunzer Sandsteine, die Kohlenflözregion, besteht vorherrschend aus Mergeln und Tonen neben wenig mächtigen Sandstein-Schieferbildungen und einer Sphärosideritbank, über deren genauere Stratigraphie die Fig. 2 Auskunft gibt.

Von den bekannten Kohlenflözen sind an dieser Stelle die beiden oberen Lager abbauwürdig, und über dem Hangendflöz folgen die Tonlager mit der Lunzer Flora. Die Pflanzenreste sind beschränkt auf das „Hauptpflanzenlager“ und einige weniger mächtige Tonschichten. STUR (4, S. 248) unterscheidet noch Estherienschiefer und Muschelschiefer mit *Myoconcha* cfr. *Curionii* v. HAUER, ferner Kohlschiefer mit *Anoplophora recta* und *lettica* QUENST. neben *Cardinia Freysteini* GEM. Außerdem fand ROTHPLETZ noch eine *Corbis Mellingeri* v. HAUER (10, S. 205).

Die Gesamtmächtigkeit dieser Schichtengruppe dürfte 60—80 m betragen.

Das oberste Glied der Lunzer Sandsteine, der Hangend-Sandstein, besteht aus blaugrauen spätigen Sandkalken,

welche zu gelbgrauen oder hellbraunen kalkhaltigen Sandsteinen verwittern. Ich fand in demselben sehr viele Exemplare von *Gervilleia (Odontoperna) Bouèi* HAUER, mehrere *Corbis (Gonodon) Mellingi* HAUER, einige *Myophoria fissidentata* WOEHRM. und viele Ichthyodorulithen.

Die Bestimmung dieser Exemplare wurde von Prof. v. ARTHABER ausgeführt, und ich möchte für diese Bereitwilligkeit auch an dieser Stelle meinen verbindlichsten Dank aussprechen.

Im Hangendsandstein und bisweilen schon in der liegenden kohlenführenden Region treten, linsenförmig, oolithische Muschelbreccien oder fossilreiche Kalke auf mit *Cardita Gumbeli* PICHL. und den bei STUR (4, S. 252) und ARTHABER (9, S. 320) genannten Versteinerungen. Diese dunkelgrauen, gelblichbraun verwitternden, oolithischen Kalke waren in den meisten jetzt verlassenen Kohlengruben aufgeschlossen, in Tagesaufschlüssen fand ich sie nicht.

Die Mächtigkeit dieses „Hangendsandsteins“ beträgt in unserem Profil Fig. 1 nicht mehr als einige Meter. In benachbarten Gebieten ist seine Mächtigkeit eine viel größere.

Die Gesamtmächtigkeit der Reingrabener Schichten und Lunzer Sandsteine zusammen erreicht fast 500 m. J. HABERFELNER (8, S. 4) gibt 400 m an, nach einer Aufnahme bei Gstetten, wo die Schichten steil stehen und eine Reduktion derselben infolge dieser Aufrichtung nicht ausgeschlossen ist. [Siehe das Profil von BITTNER (5, S. 76), auch wiedergegeben in der Lethaea (9, S. 318).]

Über den Lunzer Sandsteinen folgen in diskordanter Lagerung, worauf ich unten noch zurückkomme, die Opponitzer Kalke. Die Grenze zwischen beiden Formationen habe ich immer als eine sehr scharfe bezeichnen können, im Gegensatz zu mehreren Angaben in der Literatur. Höchstens können an einzelnen Stellen die obersten Partien der Sandkalke des Hangendsandsteins durch sekundäre Kalkaufnahme aus den auflagernden Sedimenten härter und heller im Aussehen werden. Die Opponitzer Schichten werden allgemein eingeteilt in Hangendkalk, konstante Breccie = das sogenannte Rauchwacken-Niveau, Mergelkalkgruppe und Opponitzer Dolomite. Der Hangendkalk ist ein dichter, im unteren Teile sehr harter, bisweilen dolomitischer, hellblaugrauer, oben gelber Kalk von 20 m Mächtigkeit. Zu unterst ist er sehr versteinerungsreich mit vielen unbestimmbaren Zweischalern, neben besser erhaltenen Cidariden und Brachiopoden. Als Leitmerkmal können außerdem die konzentrisch schaligen Kieselkugeln dienen, welche

man besonders in den hangenden Partien findet, wo zugleich die Fossilführung sehr gering wird. Hierüber folgt der konstante Breccien-Horizont. Hauptsächlich besteht diese Formation aus einer Breccie von dem Hangendkalke ähnlichem Material, locker miteinander verkittet durch ein zum Teil aus-

Profil der pflanzenführenden Schichten
 am Pramelreith-Berge bei Lunz (N.-Ö.).
 Gez. von J. H. VERLOOP. November 1907.
 (Zum Teil nach Aufnahmen von J. HABERFELNER).

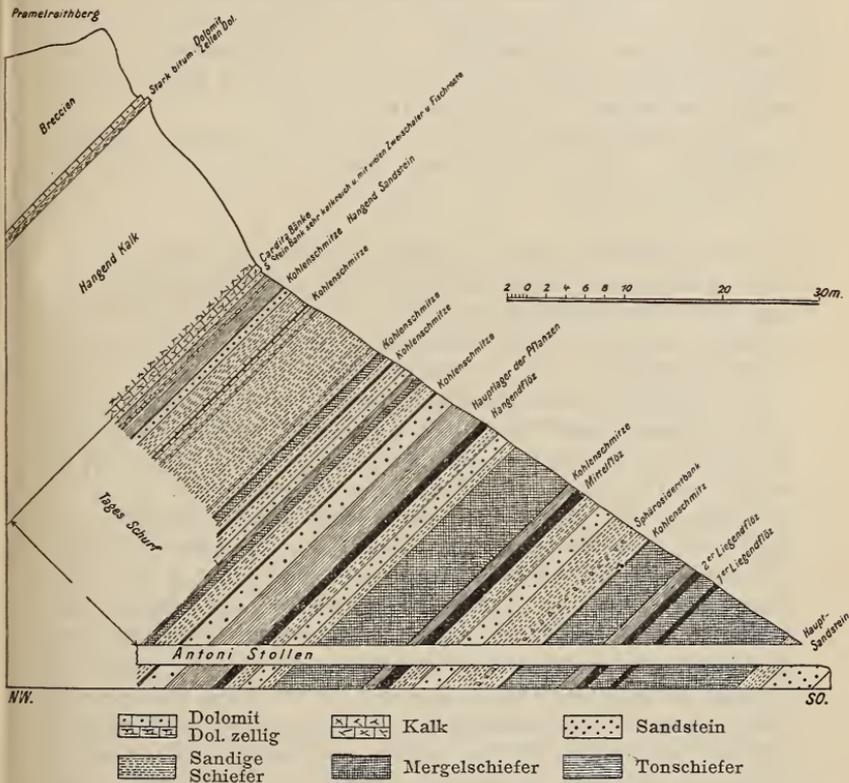


Fig. 2.

gelaugtes dolomitisches Bindemittel. Bisweilen nur stellen sich wenig mächtige echte Rauchwacken ein.

Hierüber folgt nun eine Schichtgruppe von blauen Mergelkalken und Mergeln mit ziemlich mächtigen Tonschiefer-

Einlagerungen, von denen die Mergel Versteinerungen führen. Eine Tabelle der Versteinerungen aus den Opponitzer Kalken finden wir bei STUR (4, S. 282), hierzu kommt noch ein von Herrn HABERFELNER gefundener *Megalodus spec.* aus den Mergeln der oberen Kalkgruppe und die nicht näher bestimm- baren Brachiopoden des Hangendkalkes.

Wie Fig. 1 zeigt, treten in der unteren Partie dieses Mergelkalk-Komplexes gelegentlich wenig mächtige Breccien auf.

Das Hangende der Opponitzer Mergelkalke bildet ein weißer, zuckerkörniger Dolomit mit Gyroporellen (Lunzbergtunnel).

Über den Opponitzer Mergelkalken folgen die Opponitzer Dolomite, meist dunkelgraue und hellgelbgrau verwitternde, fast fossilleere, gutgeschichtete, selten dickbankige und oft poröse Gesteine. Fossilien fand ich keine, aber STUR erwähnt einige von anderen Lokalitäten (4, S. 285).

Die Gesamtmächtigkeit der Opponitzer Schichten beträgt zirka 470 m, wovon der Dolomit allein schon 300 m ausmacht.

Einen Überblick über den Gebirgsbau der Umgebung von Lunz erhalten wir durch ein Profil von A. BITTNER (5, S. 76), das auch ARTHABER reproduziert (9, S. 318). Hier sowohl als auch in allen andern vorhandenen Darstellungen bilden die Triasschichten von den Werfenerschichten bis zum Dachsteinkalke ein konkordantes Schichtensystem. Schon KUDERNATSCH weist indessen darauf hin, daß Opponitzer Kalke und Lunzer Sandsteine sich scharf voneinander trennen lassen und nicht in normalem Lagerungsverband miteinander stehen (2, S. 74 ff.). Ich glaube, daß diese Anschauung eine gewisse Berechtigung hat. Mit der BITTNERschen Darstellung des Gewölbes vom Lunzberg stimmt die Tatsache nicht überein, daß ein neuer Wasserleitungsstollen, der im Südschenkel des Lunzberggewölbes die Opponitzer Schichten durchfuhr, im Liegenden derselben nicht die Lunzer Sandsteine, sondern die Basis der Reingrabenerschiefer antraf, die mit ca 45° nach Norden einfallen (nach J. HABERFELNER). BITTNER erwähnt fernerhin, daß am Ötscher, ca 10 km östlich von Lunz, stark gefalteter Opponitzer Dolomit auf flach nordfallenden Werfener Schichten aufruht (6, S. 305). Es erscheint mir von Bedeutung, daß die Andeutung einer tektonischen Diskordanz im Profil der Lunzer Triasschichten sich gerade da einstellt, wo diejenigen Schichtglieder, die in ihrer Facies Anklänge an germanische Ausbildung zeigen, aufhören und von Bildungen von rein alpinem Charakter überlagert werden.

Ob die tektonische Diskordanz nur auf lokale Störungen zurückzuführen ist, oder ob hier vielleicht infolge einer weit ausgreifenden Überschiebung eine Trias-Serie von alpiner Facies auf einer solchen mit deutlichen Anklängen an typisch germanische Entwicklung aufliegt, ist eine Frage, die ich hier nur aufwerfe, zu deren Beantwortung aber eingehendere Studien notwendig sind.

Die Flora der „Lunzerschichten“ ist von vielen Autoren in Beziehung gesetzt worden zu denjenigen der „Neuen Welt“ bei Basel, und die Gleichaltrigkeit beider Ablagerungen muß im höchsten Grade als wahrscheinlich gelten. Diese Annahme ist naturgemäß von Bedeutung in der Frage bezüglich Parallelisierung alpiner und germanischer Trias (vergl. 13, S. 118—146, ferner 17, S. 116—120). Durch den Umstand, daß die Pflanzenschichten der Neuen Welt bei Basel neuerdings zum Schilfsandstein gestellt werden, ist die Altersfrage der Lunzer Flora selbst wieder aufgenommen worden. — BENECKE (11.) sah hierin eine Bestätigung seiner früheren Ansichten. — AHLBURG (13, S. 126) meinte, daß mit der Neuen-Welt-Korrektur das Lettenkohle-Alter der Lunzer Flora noch nicht endgültig widerlegt ist, obwohl BITTNER und auch STUR (4, S. 255) das Lunzer Pflanzenvorkommen mit dem der Neuen Welt am meisten identisch erklärt haben. ZELLER (16, S. 114 usw.) und STRÜBIN (15.) widersprechen der Parallelisierung von BENECKE nicht. Für die folgenden Ausführungen stelle ich die Pflanzen-Schichten von Lunz unseren Neuen-Welt-Schichten gleichalterig.

Der Pflanzenhorizont der Neuen Welt liegt nicht im, sondern, wie BUXTORF nachgewiesen hat, ca 6—8 m über dem Schilfsandstein in den untern bunten Mergeln (SCHALCH) (15, S. 13). Im ferneren kommt für die Parallelisierung in Betracht, daß *Myophoria vestita* ALB. einerseits in der germanischen Provinz bei Gansingen einige Meter über dem Schilfsandstein, andererseits im alpinen Gebiet bei St. Cassian etwa 12 m über der dem Lunzer Sandstein entsprechenden Schicht auftritt (17, S. 88/89). In ähnlicher Weise wäre nach F. ZELLER *Trigonodus keuperinus* BERG. ein Leitfossil für die über dem Lunzer Sandstein beziehungsweise Schilfsandstein liegenden Schichten in und außer den Alpen (17, S. 103/104). Bei der weitern stratigraphischen Parallelisierung könnte man die Reiflingerkalke dem außeralpinen Muschelkalk, die Aon-Schiefer der Lettenkohle gleichstellen. Reiflingerkalk und Aon-Schiefer stehen zueinander in analoger Beziehung wie Hauptmuschelkalk und lettenkohleartige Bildungen im Niveau

des *Trigonodus*-Dolomites (vgl. STETTNER, 7, und ZELLER, 17, S. 119), indem beide sich facieell vertreten können¹⁾. — Die „Reingrabener Mergel“ des Lunzer Profiles sind mit dem Gipskeuper und die Lunzer Sandsteine als Ganzes mit dem obern Teil des Mittlern Keupers zu parallelisieren. Der „Haupt-sandstein“ der Lunzer Sandsteine entspricht dem Schilfsandstein, und bemerkenswert ist es, daß in beiden Bildungen Konglomerate oder Breccien mit Tongallen sich finden²⁾. Die „Oberen Mergel“ der Lunzersandsteine mit ihren Pflanzen kommen nun naturgemäß in das stratigraphische Niveau der Pflanzenschichten von Neue Welt zu liegen und der „Obere Sandstein“ von Lunz (Hangendsandstein, STUR) würde dem „Stubensandstein“ entsprechen.

Durchaus fremdartig im Vergleich mit außeralpiner Entwicklung sind nun die ca 600 m mächtigen, über dem Lunzer Sandstein liegenden, gleichfalls zur Trias gehörenden Schichten.

Es wurde schon oben erwähnt, daß die Frage, ob diese Schichten wirklich als normales Hangendes der sogenannten Lunzersandsteine gedeutet werden dürfen, nähere Prüfung verdient.

Zitierte Literatur.

1. 1821. P. MERIAN: Übersicht der Beschaffenheit der Gebirgsbildungen in den Umgebungen von Basel mit besonderer Hinsicht auf das Juragebirge im allgemeinen. Basel. SCHWEIGHAUSERSche Buchdruckerei.
2. 1852. J. KUERNATSCH: Geologische Notizen aus den Alpen. Jahrb. der k. k. geol. Reichsanst. Wien, S. 44 ff.
3. 1865. A. W. STELZNER: Die Umgebung von Scheibbs in Niederösterreich. Jahrb. der k. k. geolog. Reichsanst. XV. Wien, S. 425 ff.
4. 1871. D. STUR: Geologie der Steiermark. Graz. Geogn. Mont. Verein.

¹⁾ In zwei Profilen am Rhein zwischen Schweizerhalle und Augst, östlich von Basel, konnte ich z. B. nachweisen, daß bei Reduktion des typischen *Trigonodus*-Dolomites, von seiner normalen Mächtigkeit von 23 m auf 3 m, lettenkohleartige Bildungen in mindestens 11 m Mächtigkeit sich entwickeln.

²⁾ Diese bisweilen sehr harte Konglomerat- bzw. Breccienbank wurde im Schweizer Jura beobachtet von MERIAN (1, S. 37), GREPPIN (12.), BUXTORF und mir (15, S. 13), von mir bei Leibstatt. Auch das Tongallenkonglomerat, welches von CELLIERS erwähnt wird (14, S. 13), stelle ich obengenanntem Konglomerate gleich, somit in den Schilfsandstein, wofür auch ein benachbartes Vorkommen, welches MERIAN angab, spricht.

5. 1888. A. BITTNER: Aus der Umgebung von Wildalpe in Ober-Steiermark und Lunz in Niederösterreich. Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien 1888, S. 71.
6. 1890. A. BITTNER: Aus dem Gebiete des Hochschwab und der nördlich angrenzenden Gebirgsketten. Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien 1890, S. 299 ff.
7. 1898. STETTNER: Jahreshefte des Vereins für Vaterländische Naturkunde in Württemberg, 54, S. 303 ff. Siehe auch Bd. 61, 1905, S. 204 ff.
8. 1902. J. HABERFELNER: Die Trias in den Alpen mit ihren kohlenführenden Lunzerschichten und deren bergmännische Bedeutung. Broschüre, Druck von R. RADIGER in Scheibbs.
9. 1905. G. VON ARTHABER: Lethaea geognostica. II. Teil. Das Mesozoikum. I. Bd. — Trias, dritte Lieferung. Die Alpine Trias des Mediterrangebietes. Stuttgart. SCHWEIZERBARTScher Verlag.
10. 1905. A. ROTHPLETZ: Geologische Alpenforschungen II. München. J. LINDAUERS Verlag.
11. 1906. E. W. BENECKE: Die Stellung der pflanzenführenden Schichten von Neue Welt bei Basel. Centralbl. Min. 1906, S. 1.
12. 1906. E. GREPPIN: Zur Kenntnis des geologischen Profils am Hörnli bei Grenzach. Verh. der Naturf. Gesellsch. zu Basel. XVIII, S. 371.
13. 1906. J. AHLBURG: Die Trias im südlichen Oberschlesien. Abh. Preuß. Geol. Landesanst. u. Bergakad. N. F. 50.
14. 1907. J. B. CELLIERS: Geolog. Untersuchungen in der Umgebung von Eptingen, Baselland. Diss. Freiburg i. B.
15. 1907. C. SCHMIDT, A. BUXTORF und H. PREISWERK: Führer zu den Exkursionen der Deutschen geologischen Gesellschaft. SCHWEIZERBARTScher Verlag (E. NÄGELE), Stuttgart.
16. 1907. K. STRÜBIN: Das Vorkommen von Keuperpflanzen an der Modernhalde bei Pratteln. Verh. d. Basl. Naturf. Ges. XIX.
17. 1907. F. ZELLER: Beitrag zur Kenntnis der Lettenkohle und des Keupers in Schwaben. N. Jahrb. Min. Beil.-Bd. XXV.

7. Bemerkung zu dem Vortrage über das Grundgebirge von La Palma.

Von Herrn CURT GAGEL.

Berlin, den 21. April 1908.

In dem Bericht über meinen Vortrag „Das Grundgebirge von La Palma“ (diese Zeitschr. Bd 60, 1908, Monatsber. 2, S. 29) habe ich, wie ich nachträglich sehe, mich in Bezug auf den Anteil, der Herrn Dr. FINCKH an dem Ergebnis der Unter-

suchung der Gesteine von Madeira zukommt, leider nicht so klar ausgedrückt, daß keine Mißverständnisse möglich wären. Ich sehe mich daher veranlaßt, nochmals¹⁾ ausdrücklich hervorzuheben, daß mein Anteil sich auf die Feststellung der Tatsache beschränkt, daß die früher als Hypersthenite bezeichneten grobkörnigen Gesteine von Madeira unmöglich das Grundgebirge der Insel sein können, sondern eine Einlagerung in den jungen Gesteinen sind, daß aber die Feststellung der Natur dieser grobkörnigen Gesteine als Essexite und ihres Verhältnisses zu der jungvulkanischen Formation der Insel die Resultate der petrographischen Untersuchung des Herrn Dr. FINCKH sind.

Neueingänge der Bibliothek.

- ANDRÉE, K.: Über stetige und unterbrochene Meeressedimentation, ihre Ursachen, sowie über deren Bedeutung für die Stratigraphie. S.-A. aus: N. Jahrb. Min., Beil.-Bd. XXV. Stuttgart 1908.
- BÄRTLING, R.: Die Ausbildung und Verbreitung der unteren Kreide am Westrande des Münsterischen Beckens. S.-A. aus: Diese Zeitschr. 60, 1908, Monatsber. 2.
- BRANCA, W.: Fossile Flugtiere und Erwerb des Flugvermögens. S.-A. aus: Abhandl. Preuß. Ak. d. Wiss. v. Jahre 1908. Berlin 1908.
- Sind alle im Innern von Ichthyosuren liegenden Jungen ausnahmslos Embryonen? Mit 1 Tafel. S.-A. aus: Abhandl. Preuß. Ak. d. Wiss. v. Jahre 1907. Berlin 1908.
- Vorläufiger Bericht über die Ergebnisse der Trinilexpedition der Akademischen Jubiläums-Stiftung der Stadt Berlin. S.-A. aus: Sitz.-Ber. Preuß. Ak. d. Wiss., phys.-math. Kl. 1908, 12. Berlin 1908.
- und FRAAS, E., nebst einem Beitrag von SCHÜTZE, W.: Die Lagerungsverhältnisse bunter Breccie an der Bahnlinie Donauwörth-Treuchtlingen und ihre Bedeutung für das Riesproblem. Mit 1 Tafel. S.-A. aus: Abhandl. Preuß. Ak. d. Wiss. v. Jahre 1907. Berlin 1907.
- DALL, W. H.: On the synonymic history of the Genera *Clava* MARTYN and *Cerithium* BRUGIÈRE. S.-A. aus: Proceed. of the Acad. of nat. Sciences of Philadelphia 1907.
- GOSSELET, J. und DOLLÉ, L.: L'enveloppe crétacique du Bas Boulonnais. — Etude géologique du Pays de Licques. S.-A. aus: Annal. Soc. géol. du Nord. 36, S. 160 u. 217. Lille 1907.
- GOTHAN, W.: Zur Entstehung des Gagats. S.-A. aus: Sitz.-Ber. Preuß. Ak. d. Wiss., phys.-math. Kl. 1908, 10. Berlin 1908.

¹⁾ Vgl. diese Zeitschr. 1903, Monatsber. Nr. 12, S. 116 ff.

- HENKEL, L.: Über den Wellenkalk an der unteren Tauber. S.-A. aus: Diese Zeitschr. 59, 1907, Monatsber. 10/11.
- Der Wellenkalk im nördlichen Harzvorland. S.-A. aus: Diese Zeitschr. 57, 1905, Monatsber. 10.
- Studien im süddeutschen Muschelkalk. S.-A. aus: Diese Zeitschr. 56, 1904.
- SACCO, F.: Elenco delle opere 1884—1907.
- Gli Abruzzi (Schema geologico). Con Carta geologica e Cartina tettonica. Rom 1907.
- La funzione pratica della Geologia. Rom 1907.
- Le facies faunistiche del Miocene Torinese. Perugia 1907.
- Le fratture e le rughe della Luna. Turin 1907.
- Cenni Biografici su CARLO MAYER-EYMAR. Rom 1908.
- Sur l'âge du Gneiss du Massif de l'Argentera. S.-A. aus: Bull. Soc. géol. de France. Paris 1907.
- SERRETTA, FR.: Il pensiero geologico attraverso i secoli. Analisi sulle ricerche vulcanologiche del geologo L. RICCIARDI. Palermo 1908.
- STERZEL, J. F.: Die Karbon- und Rotliegendfloren im Großherzogtum Baden. S.-A. aus: Mitteil. Großh. Bad. Geol. Landesanst. V, 2. 1907.
- Erläuterung der Sektion Augustusburg-Flöha.
- STOLLER, J.: Über die Zeit des Aussterbens der *Brasenia purpurea* MICH. in Europa, speziell Mitteleuropa. S.-A. aus: Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1908, XXIX, 1. Berlin 1908.
- SUCESS, F. E.: Vorlage des Kartenblattes Brünn. S.-A. aus: Verh. geol. Reichsanst. 1906, 5. Wien.
- Vorläufiger Bericht über die geologische Aufnahme im südlichen Teile der Brünner Eruptivmasse. S.-A. aus: Verh. geol. Reichsanst. 1903, 18. Wien.
- Exkursion nach Segengottes bei Brünn.
- Bericht über eine geologische Reise in den Westen des französischen Centralplateaus. S.-A. aus: Verh. geol. Reichsanst. 1899, 5. Wien.
- Über Perthitfeldspäte aus kristallinischen Schiefergesteinen. S.-A. aus: Jahrb. geol. Reichsanst. 1904, 54, 3 u. 4. Wien.
- Die Tektonik des Steinkohlengebietes von Rossitz und der Ostrand des böhmischen Grundgebirges. S.-A. aus: Jahrb. geol. Reichsanst. 1907, 57, 4. Wien 1907.
- Aus dem Devon- und Kulmgebiet östlich von Brünn. S.-A. aus: Jahrb. geol. Reichsanst. 1905, 55, 1. Wien 1905.
- Kristallinische Schiefer Österreichs innerhalb und außerhalb der Alpen. S.-A. aus: Compt. rend. IX. Congr. géol. intern. de Vienne 1903. Wien 1904.
- TIMM, R.: Beiträge zur Kenntnis unserer Moosflora. S.-A. aus: Abhandl. a. d. Geb. d. Naturwiss. Herausgeg. vom Naturw. Ver. in Hamburg, XIX, 2. Hamburg 1907.
- TOBLER, AUG.: Über das Vorkommen von Kreide- und Karbonschichten in Südwest-Djambi (Sumatra). S.-A. aus: Verslag van het Mijnwesen in Nederlandsch-Indie vor het 4 de Kwartaal 1906. Batavia 1907.
- WEISSERMEL, W.: Die (ältere) Braunkohlenformation im westlichen Teil des Regierungsbezirks Merseburg und den Thüringischen Staaten. S.-A. aus: Handbuch f. d. Deutsch. Braunkohlenbergbau, herausgeg. von G. KLEIN. Halle a. S. 1907.

ZIMMERMANN, E.: Über den „Pegmatitanhydrit“ und den mit ihm verbundenen „roten Salzton“ im jüngeren Steinsalz des Zechsteins vom Staßfurter Typus und über Pseudomorphosen von Gips in diesem Salzton. S.-A. aus: Diese Zeitschr. 59, 1907, Monatsbericht 5.

— und BERG, G.: Die geologischen Verhältnisse der Umgegend von Friedland bei Waldenburg in Schlesien. Kurzer Bericht über die Aufnahmen der Blätter Friedland und Waldenburg in den Jahren 1903 und 1904. S.-A. aus: Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1904, XXV, 4. Berlin 1906.

Monatsberichte

der

Deutschen geologischen Gesellschaft.

Nr. 5.

1908.

Protokoll der Sitzung vom 6. Mai 1908.

Vorsitzender: Herr RAUFF.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung und erteilt dem Schriftführer das Wort zur Verlesung des Protokolls der April-Sitzung, das genehmigt wird.

Zur Aufnahme als neue Mitglieder für die Gesellschaft sind angemeldet:

Herr Bergingenieur PAPAVALIU in Naxos, auf Vorschlag von den Herren KRUSCH, ZIMMERMANN und KEILHACK;

Herr Bergwerksdirektor O. DIETZ auf Kaliwerk Einigkeit bei Fallersleben, vorgeschlagen von den Herren STILLE, BEYSCHLAG und ZIMMERMANN;

Herr Dr. MORDZIOL, Assistent an der Kgl. Bergakademie in Berlin, vorgeschlagen von den Herren RAUFF, P. G. KRAUSE und SCHEIBE;

Herr Bergwerksdirektor KARL ERMISCH auf Kaliwerk Friedrichshall bei Sehnde (Hannover), vorgeschlagen von den Herren E. ZIMMERMANN, R. BECK und G. BERG.

Der Vorsitzende legte sodann die neu eingegangenen Bücher und Schriften vor.

Sodann hielt Herr HELGI PJETURSSON aus Reykjavik einen Vortrag über marines Interglazial in Südwest-Island.



Herr F. W. VOIT sprach über die Südafrikanischen Diamantenlagerstätten. (Mit 4 Textfiguren.)

Literatur.

In STELZNER-BERGEAT findet sich ein sehr vollständiges Literaturverzeichnis in dem Abschnitt „Diamanten im Peridotit“ bis 1903. Seit jener Zeit ist noch erschienen:

- A. L. HALL: Über einige neue Diamantenlagerstätten Transvaals. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1904, S. 193.
- ROGERS: Volcanic pipes younger than the Stormberg Volcanoes; in „An introduction to the Geology of Cape-Colony“.
- HATCH and CORSTORPHINE: Diamond-bearing deposits; in „The Geology of South Africa“.
- HAROLD S. HARGER: The diamond pipes and fissures of South Africa. Trans. Geol. S. Africa 1905.
- R. SCHEIBE: Der Blue Ground des deutschen Südwestafrika im Vergleich mit dem des englischen Südafrika. Programm der Kgl. Bergakademie zu Berlin für 1906—1907.
- VOIT: Über das Vorkommen von Kimberlit in Gängen und Vulkanembryonen. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1906, S. 382—384; 1907, S. 216—219, 365—369.
- Kimberlite dykes and pipes. Trans. Geol. S. Africa 1907.
 - The Origin of Diamonds, ibidem.
 - Further remarks on the Kimberlite rock and the origin of diamonds. Trans. Geol. S. Africa 1907.
 - Beiträge zur Diskussion. Proceedings Geol. Soc. S.A. 19. Dezember 1907.
- CORSTORPHINE: The occurrence in Kimberlite of garnet-pyroxene nodules, carrying diamonds. Trans. Geol. S. Africa 1907.
- DU TOIT: The diamondiferous and allied pipes and fissures. 11th Annual report of the Geological Commission of the Cape of Good Hope 1906.
- A. MACCO: Über die südafrikanischen Diamantenlagerstätten. Diese Zeitschr. 59, 1907, S. 76.
- R. BECK: Untersuchungen über einige südafrikanische Diamantenlagerstätten. Diese Zeitschr. 59, 1907, S. 275—307 m. 4 Textfig. und Taf. X bis XIII.

a) Erstarrungs- oder klastisches Gestein; petrographischer Charakter.

Wir dürfen die Frage, ob das Muttergestein der Diamanten, der Kimberlit, ein klastisches oder ein Erstarrungsgestein ist, als dahingehend entschieden betrachten, daß der Kimberlit ein Erstarrungsgestein ist. Merkwürdigerweise halten die englischen Geologen noch zum großen Teile daran fest, daß der Kimberlit wenigstens in den oberen Teilen der pipes ein klastisches Gestein sei, ein Tuff, bei dem größere und kleinere

Mineralien, der sogenannte Deposit (das Sichergut), unter diesem der Diamant, zugleich mit einer großen Anzahl fremder Bestandteile, Gesteinsfragmente, durch einen vulkanischen Tuff zementiert seien. STELZNER¹⁾ sprach die Ansicht klipp und klar aus, daß „der Diamant als primärer Bestandteil aus einem magnesiareichen Silikatschmelzfluß auskrystallisiert sei“, und STELZNER-BERGEAT schließt die Genese des Diamanten aufs engste an die des Chromits, Platins und Eisens in Eruptivgesteinen an. Auch SCHEIBE erklärt die Deutung des Blue Ground als Erstarrungsgestein für zulässig und berechtigt, und schließlich erklärt auch BECK, indem er Kimberlit-Pipe und Ganggestein identifiziert, das harte Blue-Gestein für ein echtes Erstarrungsgestein. Die Frage ist nun, ist der Ausdruck Breccie auf das Gestein selbst zulässig, und in welcher Form und wo erstarrte denn eigentlich der Kimberlit. In einer der letzten Sitzungen der geologischen Gesellschaft in Johannesburg erklärte CORSTORPHINE²⁾, daß in beträchtlicher Tiefe unter der Oberfläche der Erde ein Peridotit zur Krystallisation gelangte, und daß nachher die Explosionen erfolgten, welche die Pipes oder Necks mit der Peridotitbreccie füllten. Es folgte dann eine ganze Menge weiterer Explosionen, hauptsächlich von Wasserdämpfen, welche zur Bildung eines Materiales ähnlich dem der Schlammvulkane oder der Geysire führte. In diesem sekundären Stadium gelangten dann die Nebengesteinsfragmente von den Ringmauern (walls) in die Pipes in Gestalt des sogenannten floating reef, und die Zersetzung des Gesteines begann.

Wir haben nun, wie ich schon früher erwähnte, eine Unmenge Kimberlitgänge, von kleinen Spältchen und mehreren Zoll bis 20 und 30 Meter (vereinzelt) mächtig. Das Material ist dasselbe, ebenso die Nebengesteinsfragmente. Was also in den Pipes passierte, muß auch in den Gängen passiert sein. Da muß ich denn doch sagen, daß eine derartige Interpretation einfach mit dem gesunden Menschenverstand nicht verträglich ist. Bei den vielen Hunderten von Kimberlitgesteinsgängen, bei den nachgewiesenen Intrusivlagern von Kimberlit (z. B. auf Harrisdale am Vaal River) ist es mir vollkommen unverständlich, wie man an dieser alten Idee festhalten kann. Ich habe früher ausgeführt, wie die Kimberlitgänge in jeder Beziehung den Gesteinsgängen ähneln, und ich sehe gar keinen Grund zu

¹⁾ A. W. STELZNER: Die Diamantengruben von Kimberley. Vortrag, gehalten in der naturwissenschaftlichen Ges. „Isis“ zu Dresden am 20. April 1894. Ref. s. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1894, S. 153—157.

²⁾ Proceedings Geol. Soc. S. Africa. 19. Dez. 1907.

der ganz unglaublich gesuchten Idee, die Kimberlitgänge als Explosionsrisse zu betrachten, in welche das ausgestoßene Material mit losgerissenen Gesteinsfragmenten zurückfiel. Die Kimberlitlager ihrerseits müssen intrusiv sein, da sie vollkommen identisch mit dem Gang- und Pipegestein sind, also Erstarrungsgestein, und da sie auch wieder Nebengesteinsfragmente, insbesondere aus den **überliegenden** Schieferschichten, also ihrem unmittelbaren Hangenden, enthalten. Wir können uns demnach die Füllung der Pipes, Gänge und Lager nicht so vorstellen, daß das Material explosionsartig herausgeschossen wurde, wieder in die Öffnungen zurückfiel und dann zementiert wurde, sondern ein Magma, reich an Urausscheidungen und Nebengesteinsfragmenten, drang in die Spalten und dann später in die trichterförmigen Öffnungen und die seitlichen Kanäle ein.

Bezüglich der mineralogischen Zusammensetzung des Kimberlites scheint noch nicht völlige Klarheit zu herrschen. Südafrikanische Geologen, darunter HARGER und ich selbst, haben darauf hingewiesen, daß Pyroxen in viel größerem Maße, als bisher angenommen, an der Zusammensetzung des Gesteines beteiligt ist. Besonders aus der Pretoriagegend sind uns ganz vollkrystalline Pyroxenite bekannt. Immerhin scheint mir die endgültige Klassifizierung des Kimberlites noch nicht beendet. Der wirkliche Grund für diese verschiedene Auffassung des Kimberlites dürfte wohl einmal die Tatsache sein, daß bis jetzt so außerordentlich wenig unzersetztes Material zur Untersuchung vorlag, andererseits aber mag auch die mineralogische Zusammensetzung des Gesteins von verschiedenen Gegenden, von verschiedenen Minen und schließlich sogar von verschiedenen Stellen derselben Mine variieren. In dem ziemlich unzersetzten Gestein aus der Kimberley Mine, welches Herr SCHEIBE¹⁾ zu untersuchen die Güte hatte, stellte sich z. B. Glimmer in derartig vorherrschenden Mengen heraus, wie es bis jetzt wohl kaum angenommen war. SCHEIBE sagt auch früher schon gelegentlich der Beschreibung des Gibeon Blue Ground, daß die Gesteinskörper zwischen Pyroxenit und Lherzolith schwanken. Das Extrem schiene ein Glimmerpyroxenit zu sein. Mir scheint

¹⁾ Ich möchte an dieser Stelle nicht verfehlen, Herrn Prof. SCHEIBE den verbindlichsten Dank auszusprechen für die zuvorkommende Art und Weise, wie er mir in der mikroskopischen Untersuchung in der vorliegenden Materie behilflich war, wie mir überhaupt von der Königl. Geol. Landesanstalt, insbesondere Herrn Geheimrat BEYSCHLAG und Herrn Prof. KRUSCH, mit der größten Liebenswürdigkeit alle Hilfsmittel bei der Verarbeitung meines Materiales zur Verfügung gestellt wurden.

die Erklärung für die anscheinenden Widersprüche in der Bestimmung des Gesteins in folgendem zu liegen: Bei schwacher Vergrößerung liegen in einem dichten Cement Phenokristen der verschiedensten Mineralien, insbesondere Pyroxen, Olivin, Glimmer. Verschieden große Körner vermitteln den Übergang von den ganz großen zu den ganz kleinen. Dabei nehmen Pyroxen, Olivin und Glimmer dieselbe Stellung ein, wie z. B. Olivin in einem Olivindiabas oder Biotit in einem Biotitdiabas. Das Mengenverhältnis der einzelnen Mineralien scheint ganz schwankend zu sein, vielleicht sogar bei den Gesteinskörpern ein und derselben Mine. Der Grund hierfür liegt in der Tatsache, daß die Individualisation der Mineralien nicht von der chemischen Zusammensetzung des Schmelzflusses allein, also des Magmas, abhängig ist, sondern auch von den Abkühlungsverhältnissen. Die Variation der mineralogischen Zusammensetzung des Kimberlites erklärt sich also vielleicht ganz einfach durch die in früheren Abhandlungen schon des öfteren erwähnten Nachschübe in den Pipes selbst. Die Grundmasse selbst aber, die sich bei größter Vergrößerung als vollkristallin erweist, scheint immer dasselbe Bild zu geben: Richtungslos körnig liegen Glimmer (ungemein viel), Perowskit, Apatit und Erz durcheinander, zusammen mit einem fasrigen Mineral (Sillimanit?) und kleinen Kryställchen des Minerals, das auch in großen Phenokristen auftritt (also Augit oder Olivin, je nachdem, woher das Gestein stammt).

Nun scheint mir, daß sich in der Abhandlung meines verehrten Lehrers, Prof. BECK, ein gewisser Widerspruch findet. BECK zeigt in seiner Abhandlung (siehe oben Literatur) auf Tafel X, Fig. 2 „Hard Blue aus der Newlands-Grube bei etwa 50facher Vergrößerung mit Glimmerblättern und abgerundeten Olivinkristallen“. Von diesem sagt er (S. 295), die Struktur deute auf ein tuffartiges Agglomerat, nicht auf ein Ergußgestein. Nun zeigen aber alle Schliffe von einigermaßen entzifferbarem Blue Ground absolut dasselbe Bild. Einzelne meiner Schliffe von der Kimberley-Grube könnten direkt als photographisches Modell für BECKS Dünnschlifffigur gelten. Überall löste sich aber dann bei starker Vergrößerung das Zement in dasselbe vollkristalline Bild auf. Der Widerspruch erklärt sich daraus, daß BECK vielleicht nicht so viel unzersetzt Material zur Verfügung stand, insbesondere nicht solches, wo sich die Grundmasse deutlich auflösen ließ.

Resümierend dürfen wir sagen, daß der Kimberlit ein Erstarrungsgestein ist. Seine Stellung in der Petrographie ist noch nicht festgestellt, doch scheint mir nach wie vor der

Ausdruck Peridotit nicht berechtigt. Vielleicht bezeichnen wir es als ein porphyrisches Pyroxen-Olivin-Glimmergestein, das den Harzburgiten nicht zu fern steht, und zwar einer porphyrischen, glimmerreichen Abart derselben. Bezüglich der Bezeichnung Breccie habe ich früher schon erwähnt, daß dieser Ausdruck geeignet ist, irrtümliche Vorstellungen zu erwecken. Das Eruptivgestein ist mit Rücksicht auf die hinzugekommenen Fremdkörper als Agglomerat zu bezeichnen, wenn auch die Struktur infolge der Serpentinisierung usw. breccienhaft ist. (Vgl. Serpentinisierung in früheren Artikeln.)

b) Sind die Kimberlitstöcke Batholiten?

Ich habe nun behauptet, daß die Kimberlitpipes bestimmt keine offenen Krater darstellen, sondern daß sie als Batholiten aufzufassen seien. Dabei sei auch an dieser Stelle bemerkt, daß der Ausdruck „Vulkanembryo“ für die Kimberlitpipes ganz deplaciert ist, und ich schlage für Kimberlitpipe den Ausdruck „**Kimberlitstock**“ vor.

Hier ist nun das Verhalten des Nebengesteins zu den Vulkanen einerseits, Batholiten andererseits von größtem Interesse. Wir wissen, daß bei offenen Kratern das Nebengestein ohne Ausnahme rundum gegen die Kraterwände einfällt, daß dagegen bei Batholiten eine uhrglasförmige Aufrichtung aller Schichten, also ein Wegfallen der Schichten vom Batholiten, stattfindet. PHILIPPI¹⁾ beschreibt erst neuerdings aus Mexiko, welche Aufrichtung der Schichten ein intrusives Gestein am überliegenden Dach erwirken kann.

Was ist nun bei den Kimberlitstöcken in Südafrika der Fall? DU TOIT erwähnt in seiner großen Abhandlung, daß alle Kimberlitstöcke sich dadurch auszeichnen, daß die Schichten vom Stock hinwegfallen, und zwar bringt er diese Aufrichtung der Schichten mit der Serpentinisation und der damit entwickelten Volumenvergrößerung in Zusammenhang. Gewiß sehr gesucht. Genau so, wie wir vielfach bei den Kimberlit-Gängen eine Hebung der Schichten konstatieren können, eine Folge der Unzulänglichkeit des bestehenden Hohlraums, genau so können wir die Aufrichtung der Schichten bei den Stöcken der intrusiven Gewalt der Kimberlitmagmas zuschreiben. Fig. 1 zeigt die Schieferschichten, die am Kontakte mit den (sehr

¹⁾ PHILIPPI: Über junge Intrusionen in Mexiko und ihre Beziehungen zur Tektonik der durchbrochenen Schichtgesteine, nach den Forschungen von E. BÖSE und C. BURCKHARDT. Centralbl. Min. 1907.

kleinen) Kimberlitstöcken auf Spytfontein (8 Meilen südlich Kimberley) völlig senkrecht aufgerichtet sind. Fig. 2 zeigt, wie auf der bekannten „Lion Hill Mine“ der Kimberlitstock unter die aufgerichteten Schieferschichten einschießt (nach einem Gutachten CORSTORPHINES und anderen persönlichen Mitteilungen). Fig. 3 zeigt ein großes Schieferfragment, das auf der „Roberts Victor Mine“ im Gelbgrund lag. Wäre wohl je ein in einen erkalteten Krater hineingefallenes Fragment derartig verbogen worden? (Dieses Fragment ist geradezu historisch,



Fig. 1.

Steilaufrichtung der Schiefer am Kontakt mit Kimberlitstock auf Spytfontein.

da es in dem Teile der Roberts Victor die Mine bedeckte, wo sie am reichsten war.) Diese Beispiele könnte ich zu hunderten wiederholen. Als das frappanteste Beispiel aber für den intrusiven und batholitartigen Charakter der Kimberlitstöcke sei das Profil der „Kimberley West oder Theron Mine“ erwähnt, 30 Meilen westlich Kimberley (Fig. 4). Die Diamant-Minen werden in ihren oberen Teilen durch flach geneigte Bremsberge (Incline) im Tagebau gearbeitet. In dem Incline der Kimberley West kann man nun sehen, wie Hunderte von kleinen Kimberlitgängen, die zum Teil nach oben ausspitzen, das überliegende Gestein, das aufs äußerste verbogen und gefältelt ist, zu durchbrechen versucht haben, wie das Kimberlitmagma unter dem Druck von unten in das überliegende Dach hineingepreßt worden ist.

Da die Kimberley West Mine als wertlos aufgegeben ist, wird dieses Idealprofil noch für lange Zeiten mit der Wirklichkeit verglichen werden können.

Ähnliche Phänomene sind von ROGERS in seiner Geologie des Kaplandes erwähnt, und analoge Beispiele könnte ich noch viele beschreiben. Man muß hierbei allerdings nicht allein die Kimberley-Minen studieren, die jetzt in ihrem Ausgehenden weiter nichts wie gewaltige große Löcher darstellen, sondern man muß Gelegenheit suchen, die Diamantminen in ihren Anfangsstadien zu studieren.

Nun erwähnt BECK in seiner Abhandlung, „die Anreicherung der Diamanten im obersten Niveau mancher Pipes, insbesondere der Premier Mine, und das Vorkommen von oben hineingefallenen Materiales (Holzreste) setzt voraus, daß manche Pipes doch wie die Maare offen mündeten“. Zunächst sei erwähnt, daß die Stöcke im allgemeinen in den obersten Horizonten durchaus nicht reicher waren; in einzelnen Fällen wie bei der Premier könnte man von einer eluvialen Seife am Ausgehenden der Lagerstätte sprechen. Die Premier Diamond Mine findet sich inmitten ungemein harter Pretoriaquarzite, die wie ein Wall um den leicht verwitternden Kimberlit stehen geblieben sind. An einer Stelle der Quarzite hat sich infolge einer Verwerfungsspalte oder eines leicht zersetzbaren Gesteinsganges eine tiefe Kluft (Poort) gebildet, welche den zersetzten Kimberlit mit seinen Diamanten in das Areal der viel tiefer liegenden „Pretoria District Diamonds“ geführt und da Diamantalluvionen gebildet hat, während diese andauernde Verwitterung auf der Mine selbst sozusagen eine Eluvialseife bildete, d. h. eine natürliche Konzentration verursachte, die zu der Mythe Anlaß gab, als seien alle Diamantminen am Ausgehenden reicher als in größerer Teufe. Außer dieser rein mechanischen Konzentration am Ausgehenden der Lagerstätten kann von einem Unterschied im Gehalt in den oberen und unteren Teufen keine Rede sein. Ganz im Gegenteil, die Leiter von Diamantenminen glauben eher, wie ich mir nachträglich durch Anfragen bei gewissenhaften Leitern von Diamantengruben versichern ließ, ein Reicherwerden nach der Tiefe zu konstatieren zu können, wie z. B. bei der Kimberley Mine und besonders bei der Jagersfontein, die in oberen Teufen überhaupt nicht bauwürdig war und in ihren Anfangsstadien verschiedentlich Fiasko machte. In der Wesselton Mine soll (!) nun ein Fossil aus bedeutend höheren Horizonten im Blaugrund gefunden worden sein. Ist das wirklich in situ gefunden worden, und was beweist es? Höchstens, daß es ein Nebengesteinsfragment war und im Kimberlitmagma untersank. Ich zweifle aber überhaupt sehr stark daran, daß diese Funde wirklich in situ gemacht worden sind, insbesondere an den

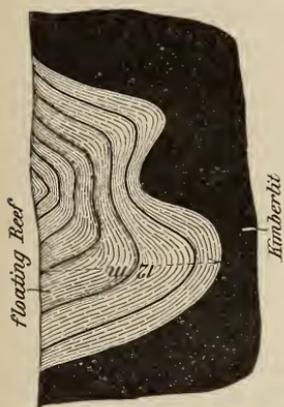


Fig. 3.

Gebogenes Schieferfragment aus der Roberts Victor Mine.



Fig. 2.

Einschließen des Kimberlites unter die aufgerichteten Schiefer der „Lion Hill Mine“.



Fig. 4.

Profil im Bremsberg der Kimberley West (Theron) Mine.

halb in Kohle umgewandelten Holzresten. DU TOIT erwähnt, daß in der Kimberley Mine sehr gute Kohle gefunden worden sei, in Teufen, wo von kohlehaltigen Horizonten keine Rede sein könnte. Wie haben sich denn diese Zeugen von viel höheren Horizonten in einem offenen Krater in so große Tiefen hineinwühlen können? (offene Krater angenommen). Was „DU TOITS“ Erwähnung von Kohle betrifft, so sei hier mit aller Reserve wiedergegeben, was mir in Kimberley von ernsthaften Leuten erzählt wurde. Diese Kohle sei im Schacht für irgendwelche Heizungszwecke nach unten gebracht worden und in einem vergessenen Ort liegen gelassen worden!! Diese Bemerkung soll übrigens durchaus kein Vorwurf gegen DU TOIT sein. Sie soll lediglich konstatieren, daß die Funde nicht von seriösen Leuten wie DU TOIT selbst gemacht worden sind, sondern von Leuten, die sich der Tragweite ihrer Angaben absolut nicht bewußt waren.

Ich muß gestehen, daß ich alle diese Erzählungen für nicht beglaubigt halte, um so weniger, da sie aus den Gruben der De Beers stammen, die immer die Wahrheit über ihre Gruben zu verschleiern suchten¹⁾. Bei aller Achtung vor GARDNER-WILLIAMS großen organisatorischen und technischen Leistungen muß auch gesagt werden, daß die wissenschaftliche Lösung der Kimberlitfrage durch ihn keine Förderung erfahren hat. Schließlich ist doch auch recht merkwürdig, daß alle diese Beispiele so ungeheuer vereinzelt sind. Bei den massenhaften Pipes in Südafrika sind nur die paar einzelnen Fälle bekannt, daß etwas in die offenen Krater hineingefallen sein könnte. Bei aller Achtung vor der Gewissenhaftigkeit von Männern wie ROGERS und DU TOIT muß ich betonen; daß die Existenz solcher augenscheinlich aus oberen Horizonten in die offenen Krater hineingefallenen Fragmente äußerst problematisch ist. Nun habe ich schon früher erwähnt, wie die Explosionen aus offenen Kratern doch wenigstens einmal in der Nähe von Diamantminen Spuren in Gestalt von Kimberlitfragmenten, Lapilli oder Bomben oder auch nur Diamanten mit dem Deposit hätten hinterlassen müssen. Nichts von alledem ist der Fall. Be-

¹⁾ Die Auffindung neuer Diamantminen, also von Verkaufskonkurrenten, lag natürlich nie im Interesse der De Beers. Jede Forschung auf wissenschaftlichem Gebiete mußte natürlich auch die praktische Erleichterung des Auffindens von Minen nach sich ziehen. Daher der passive Widerstand gegen die wissenschaftliche Forschung, der ja schließlich auch die Praxis, die Pipes auf den bislang ganz vernachlässigten tektonischen Spalten, also den Gesteinsgängen, zu suchen und nach ihnen zu prospektieren, ihre Erfolge verdankt.

sonders die „Eklogiteboulders“, also die Granat-Pyroxen-konkretionen, die z. T. unglaublich harten Urausscheidungen, hätten dann doch bei den Explosionen mit in der Nähe der Minen verstreut gewesen sein und sich vereinzelt auch halten müssen. Auf das im Ausgehenden der Stöcke sich vielfach findende „floating reef“ als den Rest eines denudierten Daches habe ich schon hingewiesen, desgleichen, daß auf „Loxtondahl“ und „Love Dale“ der Diamantenstock tatsächlich noch vom Dache bedeckt war und in beiden Fällen durch das Verfolgen einer diamantenführenden Aszensionsspalte entdeckt wurde. Nach persönlichen Mitteilungen von P. R. KRAUSE verfolgte man auf der Loxtondahl einen kurzen Kimberlitgang nach der Tiefe zu. Bei 50 Fuß Tiefe erweiterte sich dieser Gang. Bei 75 Fuß Tiefe trieb man nach den vier Himmelsrichtungen Galerien, die einen Kimberlitstock von 100 Fuß Durchmesser darstellten. Bei 125 Fuß war der Durchmesser der Mine 200 Fuß. Die Mine zeigte, da sie bedeckt war, keine Umwandlung des Kimberlites in „Yellow Ground“.

Es geht aus diesen Ausführungen hervor, daß einige wenige recht zweifelhafte Momente dagegen, alle Tatsachen aber dafür sprechen, daß die Kimberlitstöcke Batholiten darstellen.

c) Verhältnis von Spalte zu Stock.

Ich habe bereits früher ausgeführt, daß die Kimberlitgänge älter als die Stöcke sind. Daß wir vereinzelt kleinere jüngere Gänge haben, kann ja ganz gut möglich sein. Im allgemeinen aber wird es als erwiesen betrachtet, daß die Kimberlitgänge tektonische Spalten sind, die zu den tektonischen Störungen der Formation im engsten Verhältnis stehen. Sie stellten die Linien geringsten Widerstandes dar, auf denen die Kimberlitstöcke ihren Weg nach oben fanden.

Ich habe früher erwähnt, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1906, S. 384, daß möglicherweise das Empordringen des Kimberlites in den Stöcken explosionsartig erfolgte. Die vollkommen runden Löcher sprächen dafür, ebenso die Tatsache, daß die Stöcke keinesfalls als Erweiterungen der Gänge betrachtet werden können. Betrachten wir z. B. den vielleicht 3 Fuß mächtigen Gang, der in den fast kreisrunden Stock der Jagersfontein Mine mit 600 Fuß Durchmesser mündet, so sehen wir, daß der Gang wie abgeschnitten durch den Stock erscheint. Die Ringmauern des Stockes und die Spaltenmauern des Ganges

sollen fast rechte Winkel bilden. Ich gebe rückhaltlos zu, daß explosionsartiges Empordringen eines Batholiten eine sehr gesuchte Erklärung ist; und wir brauchen vielleicht auch nicht von dem einen frappanten Beispiel auf alle Stöcke und Gänge zu schließen. Immerhin stehen mir ungezwungene Erklärungen für dies Phänomen nicht zur Verfügung. Weitere Beobachtungen dürften vielleicht mehr Licht auf dies Verhältnis von Stock und Spalte werfen.

Auch den Strukturunterschied zwischen Spalten- und Stockgestein habe ich schon genügend gewürdigt. Das Korn im Spaltengestein ist feiner, aber auch gleichmäßiger, was auf eine Erstarrung in mehr oder weniger offenen Spalten schließen läßt. Im allgemeinen können wir sagen, daß das Bild des Ganggesteins dem Zement im Stockgestein entspricht. Vor allem aber erscheint mir die Abwesenheit von Eklogit-Knollen, also von Granat-Pyroxenkonkretionen, der Griquaite, wie sie BECK nennt, der Urausscheidungen, von größter Wichtigkeit für die Entstehung von Spalte und Stock und dann auch für die Genese des Diamanten. Die Urausscheidungen sind ungemein häufig im Stock, ich kann mich aber nicht erinnern, ein einziges Mal eine Granat-Pyroxenkonkretion in einer Spalte gesehen zu haben¹⁾. Wie erklären wir uns dieses Phänomen? Das in der Tiefe schlummernde Kimberlitmagma bekam Gelegenheit, auf entstehenden tektonischen Spaltrissen nach oben zu dringen. Bei diesem langsamen Empordringen konnten sich infolge des verminderten Druckes einzelne relativ wenig umfangreiche Urausscheidungen von Mineralien bilden, und zwar Granat, Titaneisen usw., die dann auf ihrem Wege nach oben die typische Abrundung erhielten. Die Spalten wurden durch das Kimberlitmagma geschlossen. Infolge des verminderten Druckes auf dem Magma in der Tiefe aber begann dasselbe zu krystallisieren und bildete die Urausscheidungen, die Konkretionen, die wie Klumpen in einem zähen mineralischen Brei suspendiert waren. Die Urausscheidungen stellen also das erste Stadium der Solidifizierung des Kimberlitmagmas dar, und es erscheint mir **bedeutungsvoll, daß der Kimberlit in seinem Urstadium zum überwiegenden Teil Pyroxenit gewesen ist.** Vielleicht steht daher auch das ganze Kimberlitgestein den Eklogiten (mineralogisch) viel näher, als wir bisher

¹⁾ Ich spreche hier ausdrücklich von den „Eklogite-boulders“ bezeichneten, ganz harten, abgerundeten Gesteinsfragmenten, deren Oberflächen wie poliert erscheinen, nicht von den ungemein häufigen konkretionären Anhäufungen von Blue Ground-Mineralien, die sich vielfach im Gestein finden.

dachten. Als nun für das Kimberlitmagma wieder ein Ventil geschaffen wurde, und es sich in die Erdrinde nach oben einbohrte, wurden Urausscheidungen, mitgerissene Fragmente der durchbrochenen Formationen und Teile von dem abgelösten Dache durcheinander durch die Hauptmasse des Magmas agglomeratartig verbunden. Die den magmatischen Eruptionen folgenden Gas- und Wasserdampferuptionen durchtränkten das Magma, sind wohl auch zum Teil für die zerbrochenen auskrystallisierenden Mineralien, vor allem aber auch für die Serpentinisierung des ganzen Gesteins verantwortlich.

Nach diesen Ausführungen würden wir also in einem magnesiareichen Silikatschmelzfluß 2 Stadien der Krystallisierung zu verzeichnen haben:

1. Die beginnende Krystallisierung in der Tiefe, im Magmaherde selbst, die Tiefen- oder Urkrystallisation, die zur fragmentarischen Bildung eines den *Eklogiten* (mineralogisch) sehr nahestehenden Gesteines führte, und

2. die Krystallisierung *in situ*, die die Bildung eines den Harzburgiten (und zwar einer glimmerreichen, porphyrischen Varietät) sehr nahestehenden Gesteines bewirkte.

Die Bildung des Diamanten.

Durch das Auffinden von Diamanten in den Eklogitknollen hatte sich die Anschauung über die Genese des Diamanten bedeutend verschoben. Man glaubte in den Eklogiten „exotische Gesteinsfragmente“ ähnlich den Graniten, krystallinen Schiefen usw. sehen zu müssen und verlegte daher den primären Sitz des Diamanten außerhalb des Kimberlites. Für eine Zeitlang war damit STELZNER'S Auffassung, besonders in englischen Kreisen, durch eine andere ersetzt. Meine eigenen Veröffentlichungen, die dann durch CORSTORPHINE selbständig verifiziert wurden¹⁾, stellten fest, daß die Eklogitknollen nur Urausscheidungen des Kimberlitmagmas darstellten. Entgegen meinen früheren Anschauungen verlege ich aber den Sitz dieser Urausscheidungen in den Magmaherd selbst.

Wir können es nun wohl als erwiesen betrachten, daß der Diamant ein primärer Bestandteil des Kimberlites ist.

Bei der Frage, wo im Kimberlit sich der Diamant gebildet hat, ist wohl von größter Wichtigkeit, zu wissen, in welcher Gestalt Kohlenstoff nun eigentlich im Magma vor-

¹⁾ Vgl. Literaturnotiz auf S. 390 der Zeitschrift für praktische Geologie 1907.

handen gewesen sein könne. Die Betrachtung der Genese von Graphit, Asphalt usw. in Eruptivgesteinen (z. B. Pegmatiten) erscheint mir hierbei von größter Wichtigkeit. Das gangförmige Vorkommen von Kohlenstoff (in dieser oder jener Form) als zweifellos nicht organischen Ursprungs scheint mir auf postvulkanische Vorgänge hinzuweisen; postvulkanische Vorgänge, die entweder in Form von Gasen oder Lösungen erfolgten, wahrscheinlich auf dem Wege der Pneumatolyse. Nehmen wir den Diamanten als Urausscheidung an, wie es BECK tut, so sollte er vor allem an die anderen Urausscheidungen geknüpft sein, an die sogenannten Eklogite-boulders, d. h. die Diamanten sollten in recht großer Anzahl in diesen Pyroxen-Granatkonkretionen zu finden sein. Das ist aber nicht der Fall. Ganz das Gegenteil ist zu konstatieren. Die Fälle, wo Diamanten von Granaten und Pyroxengesteinen umschlossen gefunden wurden, sind ungemein selten, und mir persönlich sind nur 5 Fälle bekannt. Das ist gewiß merkwürdig, um so mehr als im Laufe der Zeit Tonnen und Tonnen von diesen Konkretionen untersucht worden sind. Auch sind die Diamanten dann immer sehr klein gewesen. Es scheint also, als ob im Stadium der Ur- oder Tiefenkrystallisation die Verhältnisse zur Bildung des Diamanten nicht günstig lagen. Den Diamanten finden wir nun meistens im Cement des Kimberlites, also dort, wo das zweite Erstarrungsstadium des Kimberlitmagmas eingetreten ist. Damit scheint die folgende Beobachtung übereinzustimmen. In der 540fach vergrößerten Grundmasse eines Schliffes aus der Kimberley Mine fanden sich absolut isotrope, ganz geschlossene Körper (in dem gegebenen Falle Rhombendodekaeder, soweit Formen entziffert werden konnten) von sehr hoher Brechung, welche Diamanten sein könnten. Bei anderen ähnlichen Körpern, wundervollen geschlossenen Oktaederformen, ist die Ähnlichkeit mit makroskopischen rohen Diamantoktaedern sogar geradezu frappant. Die Körperchen fanden sich nur an 2 Stellen im Schliff, im Gegensatz zu den sonst regelmäßig im Zement verteilten Mineralien. Der Schliff ist im Besitz Prof. SCHEIBES (Berlin).

Es scheint mir, als ob wir aus diesen Ausführungen schließen dürfen, daß der Diamant im großen und ganzen durchaus noch nicht im schlummernden Magma mit den Urausscheidungen zur Krystallisation gelangte, sondern als ob er mehr an das Stadium geknüpft sei, wo mit dem Empordringen des Magmas das Empordringen von Gasen und deren Entwicklung verbunden war. Wenn wir, was allgemein getan wird, Karbide für die Bildung des Diamanten als notwendig

annehmen, so waren dieselben doch wohl in Gasform vorhanden, d. h. das Magma war mit Karbiden in Gasform gesättigt. Erst bei der Erstarrung tritt die Entwicklung der Gase ein. Es wäre also im Stadium der Urkrystallisierung die Möglichkeit zur Entwicklung der Gase oder ihre Krystallisationsfähigkeit nur vereinzelt gegeben gewesen, während dieselbe im zweiten Stadium, bei der Krystallisierung in situ, in vollem Maße vorhanden war.

Es würde diese Vorstellung mit der Entstehung von Kohlenstoff anorganischer Natur auf pneumatolytische oder hydatogene Weise in Eruptivgesteinen ganz gut übereinstimmen, denn wir können doch wohl kaum annehmen, daß sich derartige Vorgänge im Magmaherde selbst im großen Maßstabe abspielten. Im allgemeinen halte ich aber die Lösung dieser Frage zunächst für durchaus nicht so wichtig als die nun wohl endgültig entschiedene Tatsache, daß der Diamant ein primärer Bestandteil des Kimberlites ist. Ich schließe mit STELZNERs eigenen Worten: Der Kohlenstoff des Diamanten gehört dem Kimberlitmagma von Hause aus an, und der Diamant selbst hat sich aus dem an Magnesiasilikat reichen Glutflusse bei dessen Erkalten ausgeschieden.

An der Besprechung beteiligten sich Herr ZIMMERMANN und der Vortragende.

Darauf machte der Vorsitzende Mitteilung von der inzwischen telegraphisch eingetroffenen Nachricht von dem Tode des Herrn Geh. Bergrats Prof. Dr. WEDDING.

Die Versammlung erhebt sich zu Ehren des Verstorbenen von ihren Sitzen.

Darauf trug Herr F. W. VOIT vor über den **Ursprung des Goldes in den Randkonglomeraten**. (Mit einer Texttafel und 1 Textfigur.)

Über die Genese des Goldes in den Konglomeraten des Witwaterrandes sind seit der Entdeckung dieser einzigartigen Goldfelder verschiedene Theorien aufgestellt worden, die wir jetzt kurz als „Theorie der Fossilen Seife“, „Präzipitationstheorie“ und schließlich „Die Theorie der nachträglichen Mineralisierung und Befruchtung der Konglomerate“ bezeichnen können. Um 1900 schienen die Anschauungen so weit geklärt, daß die Transvaal Chamber of Mines in ihrem Jahresbericht für das Jahr 1902 die letztgenannte, also die „Infiltrationstheorie“, als die allgemein angenommene bezeichnete. Immerhin

wurden von Zeit zu Zeit gewichtige Gründe gegen diese Theorie angeführt, und als Professor J. W. GREGORY aus Glasgow 1905 den Rand besuchte, beschloß er, diese Streitfrage, wenn möglich, zu entscheiden. Er tat dies in der Art, daß er das enorme Grubenfeld in seiner ganzen Ausdehnung von West nach Ost befuhr, sich mit den leitenden Ingenieuren in Verbindung setzte und alle Tatsachen so gründlich studierte, wie es nur irgend möglich war. Seine Erfahrungen legte er in einem Vortrag nieder, den er (1906) vor der „Institution of Mining and Metallurgy“ hielt, und er kam dann zu dem Schlusse, daß die goldführenden Konglomerate des Witwaterrand als ein altes Alluvialfeld oder kurz als „Fossile Seifen“ betrachtet werden müßten. In den folgenden Diskussionen, die am 17. Oktober 1907 stattfanden, äußerten sich nun eine ganze Anzahl einflußreicher Gelehrter, und man kann wohl sagen, daß die Anhänger der „Infiltrationstheorie“ in der Mehrzahl waren.

Bei allen diesen Erörterungen wurde die von SCHENK, PENNING, STELZNER, DE LAUNAY vertretene Präzipitationstheorie vollkommen vernachlässigt. Ich selbst habe mich nun während meines 5jährigen Aufenthaltes in Johannesburg eifrig mit diesem Problem beschäftigt und bin zu dem Resultat gekommen, daß nur die Präzipitationstheorie, wie sie auch von STELZNER-BERGEAT vertreten wird, mit allen Tatsachen am besten übereinstimmt, und in folgendem seien meine Gründe hierfür niedergeleget.

Hierbei möchte ich so viel wie möglich vermeiden, auf schon bekannte Tatsachen wieder einzugehen; GREGORYS Abhandlung hat in größter Vollkommenheit alle Punkte aufgezählt, und auf diese Arbeit mit den folgenden Diskussionen sei noch besonders hingewiesen¹⁾.

Die Gründe, die gegen eine mechanische Zuführung des Goldes in die Konglomerate sprechen, sind bekannt, doch möchte ich vor allem noch auf die folgenden Punkte aufmerksam machen: d. i. einmal die ungemein feine Verteilung des Goldes in den Konglomeraten und das Gebundensein des Goldes an die Pyrite derart, daß das Gold die Pyritkristalle vielfach umschließt, manchmal schon mit bloßem Auge sichtbar, dann die Bildung von Pyritseifen und schließlich das hypothetische reiche Hinterland, das so ganz unerhörte Goldmengen, relativ

¹⁾ J. W. GREGORY: The Origin of the Gold in the Rand Banket. Institution of Mining and Metallurgy 1906–1907. Enthält ein vollkommenes Literaturverzeichnis; deshalb ist von Literaturangaben in Folgendem abgesehen worden.

gesprochen, geliefert haben soll. Letzterer Punkt scheint mir besonders sehr anfechtbar, denn eine ältere Formation, die so reiche Golderzgänge aufwies, wie sie zur Bildung der enormen Goldfelder des Witwaterrandes nötig wäre, müßte doch wohl Spuren hinterlassen haben. Ältere Golderzlagertstätten finden sich in Südafrika nur ganz vereinzelt in der Fundamental-Gneis-Formation und dann in den kristallinen Schiefeln. Die Golderzgänge der letzteren sind aber eigentlich sehr arm und, von einzelnen reichen Zementationszonen abgesehen, nicht einmal bauwürdig. Alles in allem genommen, halte ich die Theorie der fossilen Seife für ganz unhaltbar gegenüber den Tatsachen, selbst unter Heranziehung recht gesuchter Erklärungen.

Die Gründe, welche mich nun an einen primären Goldgehalt glauben lassen, aber natürlich nicht an eine mechanische Zuführung, sind zunächst eigentlich mehr negierender Art mit Bezug auf die spätere Zuführung, wobei ich es dahingestellt sein lasse, ob die Infiltrationstheorie einen teilweise primären Pyritgehalt annimmt oder nicht.

1. Es ist darauf hingewiesen worden, daß der sekundäre Quarz, der sich in den Konglomeraten fände, die Gangart darstelle. GREGORY hat schon mit Recht darauf hingewiesen, daß diese sekundäre Verkieselung absolut nicht auf die Konglomerate beschränkt ist; sie findet sich ebenso, z. T. noch viel mehr in den Quarziten, wahrscheinlich in der ganzen Schichtenreihe.

Diese Verkieselung hängt wohl mit der hochgradigen Metamorphosierung der Schichten zusammen. Wir wissen, daß die Witwaterrandbeds einem ganz gewaltigen Druck unterworfen gewesen sein müssen, andernfalls können wir uns gar nicht die vielfach zerbrochenen Gerölle in den Konglomeraten vorstellen, in denen zuweilen kleine Spaltengänge gebildet wurden. Diesem Dynamometamorphismus müssen wir auch die häufige Anwesenheit von Ottrelith, die GREGORY als charakteristisch auch in den Quarziten hervorhebt, ferner die Bildung von Serizit und Chlorit zuschreiben. Ottrelith fand sich übrigens auch in dem später behandelten Pyrit-Band, wo er den Pyrit z. T. durchspießt oder von ihm umschlossen wird.

Daß bei diesem gewaltigen Drucke, dem die Schichten unterworfen gewesen sein müssen, vorhandener Quarz in Lösung gebracht wurde und zirkulierte, ist wohl ebenso erklärlich und beinahe selbstverständlich wie die teilweise Umkristallisierung des Pyrites, der z. T. in den kleinen Spaltrissen der Konglomeratgerölle die Gangfüllung bildet, und der sich auch manchmal in die Gerölle förmlich hineingefressen hat.

Wirklich einwandfreier Gangquarz oder Gangart oder auch Gangminerale sind absolut nicht in den Konglomeraten konstatiert worden; ein einziges Mal hat in den Konglomeraten eine deutliche sekundäre Zuführung von Lösungen stattgefunden, und das ist in der „Meyer and Charlton“-Grube geschehen, wo alle Quarzgerölle in den Konglomeraten, verteilt auf eine Mächtigkeit von 7 Fuß, auf 50 Fuß im Streichen und ungefähr 1000 Fuß im Einfallen (von der 4. bis zur 13. Sohle) in Kalzit umgewandelt worden sind. Diese Gangführung, wenn man sie als solche auffassen will und nicht lediglich als eine Erscheinung, die der Umwandlung der Schichten ihr Dasein verdankt, hat aber einen Einfluß auf den Goldgehalt nicht gehabt, denn gerade dort sind die Konglomerate in der Mine nicht bauwürdig.

2. Ferner scheint die Abwesenheit von Zufuhrkanälen in den Randkonglomeraten mir denn doch zu sehr gegen die Auffassung der Konglomerate als epigenetische Erzlager zu sprechen. Wir haben in Südafrika in höheren Horizonten, wie z. B. dem Dolomit, zweifellose epigenetische Erzlager, aber gerade da ist die spätere Zuführung durch eine Unmenge echter Gänge ganz evident. Die absolute Haltlosigkeit der Behauptung, daß die zahllosen Diabasgänge einen Einfluß auf die Goldführung der Konglomerate gehabt hätten, ist zu oft betont worden, als daß ich sie wieder im einzelnen aufführen möchte. Es ist im Gegenteil geradezu erwiesen, daß, wenn die Diabasgänge hydatogene Nachschübe erhalten haben, dieselben mit den Konglomeraten in keine Beziehung getreten sind, wie ja eben bei dem Kalzitnachschiebung erwähnt. Auf der Ferreira ist einmal ein ungemein reicher Quarzgang als Begleiter eines Diabasganges aufgetreten, das Gold war aber so deutlich nur an den Quarzgang gebunden, und der Gangquarz war absolut nicht in die Konglomerate eingedrungen, daß neuerdings dieses Beispiel nicht einmal von den Anhängern der Infiltrationstheorie aufgeführt wird. Ein zweites Beispiel von einem Quarzgang findet sich in der „Rose Deep“-Grube. Dort läuft ein Quarzlagergang, ungemein reich an Gold, in der Nähe der Konglomerate mitten in den Quarziten entlang der Formation. Die Konglomerate selbst weisen absolut keinen Wechsel in der Goldführung auf. Die imputierte Porosität der Konglomerate hatte also auf den so ungemein betonten selektiven Charakter der Erzimprägnierung gar keinen Einfluß, sondern die Apophyse irgend eines hydatogenen Nachschubes eines Gesteinsganges suchte sich, unbekümmert um die Konglomerate, eine wahrscheinlich mechanisch geschaffene Spalte in den dichten Quarziten.

Ein ähnliches Beispiel wiederholt sich dann in einem höheren Horizont im Black Reef auf der Farm Kroomdraai, wo über dem Konglomerat in einem Schieferband lentikuläre Quarzlagergänge verlaufen, die Gold und Silber mit Eisen- und Arsenkies, Bleiglanz, Baryt und Siderit aufweisen¹⁾; auch hier hat sich die hydratogene Apophyse eines Ganges nicht die sogenannten „porösen“ Konglomerate ausgesucht, die noch dazu fast völlig steril (an Gold) sind.

3. Die mehrfach betonte selektive Imprägnierung findet sich nun bei den Golderzlagern des Randes überhaupt nicht in dem Maße, wie es bis jetzt angenommen wurde. Die die Konglomerate trennenden Quarzite enthalten in vielen Fällen Gold; es sind im Main Reef-Horizont Mächtigkeiten bis zu 60 Fuß durchprobiert worden, wo nicht die Konglomerate allein, sondern jeder Fuß der Quarzite Gold spurenweise bis zu 1½ g enthielt. Ja, es sind Goldgehalte in Bohrkernen auf Hunderten von Fuß konstatiert worden, wenn auch z. T. sehr minimale.

Das sogenannte Du Preez-Konglomerat am Westrande spitzt allmählich aus, derart, daß dieser Horizont überhaupt keine Gerölle mehr enthält. Trotzdem verbleibt das Gold auf weite Strecken im Horizont als ein ganz dünnes Schieferband, das sich zusammen mit kohligter Substanz zwischen den Quarziten hinzieht.

Im Hangenden des Main Reef, also südlich des Main Reefs, findet sich zonenweise ein pyrithaltiger Quarzit, der reichlich Gold enthält (nach MUNRO PARK). Mehrfach auch ist das Gold an den sogenannten Foot wall slate gebunden, an ein Schieferband, das das Main Reef direkt unterlagert.

In einem höheren Horizont, im Black Reef, findet sich das Gold ebenfalls vielfach nicht im Konglomerat, sondern in einem Schieferband im Liegenden (wie auf der Queens Battery westlich Krugersdorp), das vom Konglomerat durch eine Quarzschicht getrennt ist. Die größte Schwierigkeit aber, bei den Golderzlagerstätten des Randes eine spätere Infiltration des Goldes anzunehmen, scheint mir im Vorhandensein reichlichen Goldes im sogenannten Pyritic Band zu liegen. Merkwürdigerweise ist dieser ungemein interessante Horizont in London fast gar nicht erwähnt worden, obwohl doch hier die schwerwiegendsten Bedenken gegen eine mechanische Zuführung des Goldes sowohl als auch eine spätere Infiltration erweckt werden; ich bezweifle allerdings, ob GREGORY dies Vor-

¹⁾ DÖRFEL, The Kroomdraai Quartz Reef and its Geological Association. Trans. Geol. Soc. S. A. 1904.

kommen, das im Jahre 1895 erst entdeckt wurde, bekannt war. Am Zentralrande und in seiner östlichen Fortsetzung findet sich vielfach das nördlichste Konglomerat des Main Reef-Horizontes, also das Main Reef selbst, nicht ausgebildet, sondern eine Pyritquarzitschicht von wechselnder Mächtigkeit nimmt dessen Platz ein. — Zuweilen unterliegt diese Pyritic oder Foot wall Band genannte Schicht den Main Reef-Horizont direkt, zuweilen entfernt sie sich auf eine Mächtigkeit bis zu 60 Fuß nach N. In der Jumpers Deep wird das Pyritband z. B. 87 Fuß im Liegenden, also nördlich vom Main Reef Leader angetroffen, und man nimmt hier mit Bestimmtheit an, daß das Pyritic Band an Stelle des nicht ausgebildeten Main Reef-Konglomerates getreten ist. Auf der Geldenhuis Deep wieder unterliegt dieses Pyritband unmittelbar das Main Reef. Die Goldgehalte sind verschieden. Manchmal enthält das Pyritband auf gewisse Schichten viele Hundert von Gramm; manchmal ist es recht arm. (Einige offizielle Gehalte seien gegeben: Auf der Jumpers Deep 45 g über 65 cm, auf einer anderen Sohle 69 g über 40 cm; auf der Geldenhuis Deep 45 g über 1 m bis 1,25 m.) Im allgemeinen kann man sagen, es ist reich, wenn es nicht sehr mächtig ist, und verarmt mit zunehmender Mächtigkeit; in letzterem Falle, besonders bei bedeutender Mächtigkeit, bleibt dann manchmal ein Horizont bauwürdigen Erzes, vielleicht 12 g über 1 $\frac{1}{2}$ m. Zuweilen soll der Horizont, d. h. die Imprägnierung mit Kies und Gold, auf eine Mächtigkeit von 25 Fuß anwachsen.

Angetroffen wurde das Pyritband außerordentlich oft, ich erwähne von den Minen nur die Meyer and Charlton, Wolhuter, Ferreira, Wemmer, Jubilee, Geldenhuis Estate, Geldenhuis Deep, Angelo Deep, Cindarella Deep usw. Dieses Pyritband, von dem ich Ihnen ein sehr reiches Handstück aus der Cindarella Deep (jetzt im Besitz der Lagerstättensammlung der Berliner Geologischen Landesanstalt und Bergakademie) vorgelegt habe, bietet außerordentlich viel Interessantes. Man sieht zunächst, wie sich die pyritreichen Zonen deutlich von den sterilen Quarzitlagen abheben; wie Quarzit- und Pyritschichten in variierender Mächtigkeit von 1 mm bis zu 5 cm miteinander abwechseln, und wie diese ziemlich scharf voneinander getrennten Schichten auf große Entfernungen sich gleichbleiben. Unter der Lupe sieht man, wie die Pyritindividuen zum größten Teile verzerrte Kristallformen zeigen, wie sie vereinzelt Quarzkörnchen umschließen oder auch selbständig als willkürliche Kristallformen im Zement liegen. (Vergl. Tafel.)

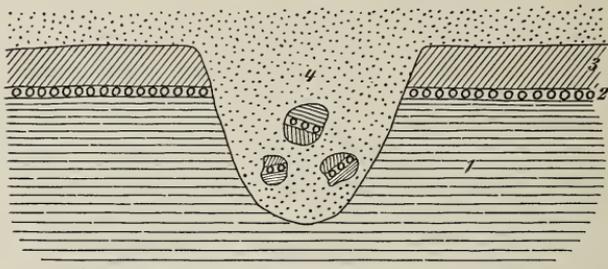
Wenn man sich schon vorstellen könnte, daß das Gold später in Lösungen in die porösen Konglomerate eingedrungen wäre, so kann man doch wohl das Gebundensein des Goldes an diese massenhaften z. T. ganz dünnen Pyritbänder in einem gleichmäßigkörnigen, ganz dichten Quarzit keinesfalls mit einer selektiven Imprägnierung erklären.

Zum Schluß möchte ich noch als einen positiven Beweis, daß das Gold bereits bei der Ablagerung der Schichten in dieselben geführt wurde, die sogenannten „wash-outs“ oder Kanäle anführen. Es finden sich rechtwinklig zur Streichrichtung der Konglomerate in dieselben Rinnen eingegraben, welche mit Material aus dem Hangenden der Konglomerate gefüllt sind. Wir mögen annehmen, daß hier der Strand von Bächen mit starkem Wasserstrom durchfurcht wurde, und daß diese Bach- oder Flußbetten später mit Sand ausgefüllt wurden, mit demselben Sand, der später die Hangendschichten der Konglomerate bildete. In dem Ausfüllungsmaterial dieser Kanäle finden sich nun häufig Konglomeratfragmente, die vollkommen identisch sind mit dem an einem etwas höheren Horizont befindlichen Main Reef-Konglomerat, insbesondere mit Bezug auf ihren Goldgehalt. Das Gold muß also schon in den Konglomeraten gewesen sein, als durch einen Strudel oder durch einen Bach oder durch ein ähnliches Phänomen ein Kanal gebildet wurde, in den die die Konglomerate überliegenden Sandschichten zu gleicher Zeit mit den heruntergewaschenen Konglomeratfragmenten eingebettet wurden. Anderenfalls, also nach der Infiltrationstheorie, hätten die Lösungen, die von den Zufuhrkanälen aus, also z. B. den Diabasen, in die Konglomerate eindringen und auf diesen porösen Zonen zirkulierten, dann doch jedenfalls an dem undurchlässigen Quarzitkanal Halt machen müssen, oder jedes einzelne Konglomeratfragment in diesen Kanälen müßte seinen eigenen Zufuhrkanal gehabt haben (vergl. Fig. 1).

Es geht aus diesen Ausführungen hervor, daß wir die nachträgliche Befruchtung der Konglomerate, also die Stellung derselben unter die epigenetischen Erzlager, als mit den Tatsachen schwerlich übereinstimmend annehmen können. Noch weniger erscheint mir die Auffassung der Konglomerate als marine Seifen berechtigt, und wir kommen dann schließlich zu der letzten Möglichkeit, d. i. einer Mineralisierung und Befruchtung gewisser Schichten während ihrer Sedimentation.

Wir dürfen nun wohl von vornherein zugeben, daß ein Absatz so relativ großer Goldmengen aus dem Meere sehr unwahrscheinlich ist. Eine Zuführung solch großer Goldmengen

auf chemischem Wege durch Flüsse usw. würde wohl ebenso unwahrscheinlich sein wie die mechanische Zuführung derselben großen Goldmengen. Wir müssen also für den großen Goldgehalt andere Vorgänge verantwortlich machen, Vorgänge, welche in jenen frühen geologischen Perioden ungemein häufig auftraten, ich meine solche eruptiv-hydatogener Natur; ascendierende Minerallösungen, ähnlich jenen in den Gängen, die allerdings nicht in Gangspalten auftraten, sondern welche noch während der Sedimentation der Schichten an die Erdoberfläche drangen. Wir haben nun die auffällige Tatsache, daß der Goldgehalt in den Witwaterrand-Schichten immer an die Horizonte gebunden ist, wo Konglomerate auftreten; zum großen Teile an die Konglomerate selbst. Für diese Tatsache



Sogenannter „Wash-Out“ oder Kanal (Ideal-Skizze).

1. Liegendes des Konglomerates. 2. Konglomerat. 3. Hangendes des Konglomerates. 4. Überliegende Quarzitschicht. 5. Ausgewaschener Kanal, der mit 4 und Konglomeratfragmenten gefüllt ist.

scheint mir eine Erklärung gegeben zu sein, wenn wir die Art und Weise betrachten, wie die Konglomerate gebildet wurden.

Wenn wir einer Autorität wie BEKKER glauben dürfen, und die Ausführungen BEKKERS werden von namhaften amerikanischen Gelehrten bestätigt, so sind die Randkonglomerate ganz zweifellos eine Strandbildung, bei der Ebbe und Flut eine gewisse aufbereitende Rolle spielten, bei der die Gerölle durch Hin- und Herbewegung vom Sande separiert wurden; Winde oder Orkane würden in jenen präkambrischen Zeiten, wie GREGORY ausführt, bei dieser natürlichen Aufbereitung noch eine besondere Rolle gespielt haben. Im Gegensatz hierzu waren nun die Quarzite oder gar Schiefer-Bildungen in tieferen Gewässern, und, einen gegebenen Punkt der Schichtenreihe angenommen, müssen wir die Bildung von Konglomeraten

oder Quarzschichten mit einer Verschiebung der Strandlinie erklären: mit einer positiven Verschiebung, wenn Quarzite abgelagert wurden, mit einer negativen, wenn Konglomerate zum Absatz gelangten. Wenn wir irgend welche Zuführung von Lösungen vom Boden aus annehmen, lag also in ersterem Falle eine außerordentlich verdünnte Lösung vor, in der präzipitierende Agenzien in Gestalt von suspendierten oder an der Oberfläche schwimmenden organischen Stoffen sehr selten auftraten, außerdem nicht recht wirksam waren; bei der Bildung von Konglomeraten dagegen lag eine konzentrierte Lösung vor, und organische Materie (Fucoiden) scheint bei der Bildung der Konglomerate massenhaft vorhanden gewesen zu sein. Daß diese organische Materie in Gestalt von Pflanzenteilen vorzüglich an Konglomerate geknüpft war, scheint mir sehr natürlich, wenn wir bedenken, welche Ansammlung von pflanzlichen Stoffen wir oft am Strande beobachten können, wie solche Pflanzenstoffe immer und immer wieder auf das trockne Land gepeitscht werden. Daß wir es beim Niederschlag von Gold hauptsächlich mit derartigen Pflanzenteilen zu tun gehabt haben, scheint mir aus dem ungemein häufigen Vorkommen von kohligter Substanz in den Konglomeraten ganz evident zu sein; eine Tatsache, die durchaus noch nicht genügend betont ist. Ich habe erwähnt, wie auf den Rietfontein-Gruben nach O zu das Du Preez Reef oder -Konglomerat vollkommen ausspitzt, d. h. die Gerölle hören auf, wie dagegen kohlige Substanz als Lettenbeschlag mit dem Gold dem Horizont treu bleibt. Auf diese kohlige Substanz legen HATCH und CORSTORPHINE als ausfällendes Agens in ihrer Infiltrationstheorie bedeutenden Wert, und dieses Vorhandensein von Kohle, hauptsächlich im Zusammenhang mit den Konglomeraten, scheint mir von großer Wichtigkeit zu sein. Wir begegnen kohligter Substanz vielfach da, wo das Reef sehr reich ist, und im Osten des Randes sind mir Vorkommen bekannt, wo man direkt von Kohlenflözchen als Liegendes der Konglomerate sprechen könnte. Auch im Pyritic Band sind derartige Kohlenlagen bekannt, und hier begegnen wir wieder einem großen Goldgehalt. Fassen wir diese Beobachtungen zusammen, so kommen wir zu dem Schlusse, daß pflanzliche Stoffe naturgemäß vorzugsweise an die Bildung von Konglomeraten geknüpft waren und dementsprechend auch als ausfällende Agenzien für den Niederschlag des Goldes verantwortlich waren.

Zu gleicher Zeit dürfen wir sagen, andauernde eruptiv-hydatogene Vorgänge angenommen, daß das Gold nur dann

in genügend konzentrierten Lösungen vorhanden war, wenn Konglomerate abgelagert wurden. Daher der Hauptniederschlag des Goldes in den Konglomeraten und der geringe Goldgehalt in den Quarziten.

Bei einer derartigen Betonung von kohligter Substanz in Verbindung mit Gold möchte ich auch eines Vorhandenseins von Gold im Kohlenhorizont Südafrikas, also der unteren Karru, erwähnen. Herr Dr. LOEVY erwähnt¹⁾, daß er im Jahre 1894 im Auftrage des südafrikanischen Finanziers A. GORZ die Kohle der Ära Springs-Bocksburg auf Gold probierte. A. STELZNER, der selbst an einen primären Goldgehalt der Konglomerate glaubte, kam (persönliche Mitteilung des Herrn J. LOEVY, Berlin) aus rein theoretischen Gründen zu der Überzeugung, daß die Transvaal-Kohle goldhaltig sein müßte. Herr LOEVY führte diese Proben mit den größten Vorsichtsmaßregeln durch und fand, daß die Kohle durchgängig goldhaltig sei, und zwar gibt er bis zu 0,36 g Au per 1000 kg Kohle an. Dieser Goldgehalt ist kürzlich wieder bestätigt worden. Dabei ist zu bemerken, daß die Probenahmen sich über die ganze Mächtigkeit der Flöze erstreckten, und jede einzelne der zahlreichen Proben ergab einen Goldgehalt. Eine rein mechanische Zuführung des Goldes erscheint mir sehr zweifelhaft, da die Hangend- und Liegend-schichten der Flöze völlig steril sind. An einen Goldgehalt von Pflanzen glaube ich nicht mehr, seitdem die Versuche KOLBECKs, Freiberg, ergeben haben, daß die LUNGWITZschen Goldgehalte in den Bäumen von Surinam wahrscheinlich nur mangelhaften Vorsichtsmaßregeln bei der Vornahme der Probe ihr Dasein verdanken²⁾. Es bleibt also nur eine Ausfällung des Goldes aus sehr verdünnten Lösungen, aus denen das Gold durch die zahlreich vorhandenen pflanzlichen Stoffe zum Niederschlag veranlaßt wurde.

Diesen Goldgehalt in den Kohlenflözen, der gewiß in diesem relativ großen Maße einzig in der Welt dasteht, er-

¹⁾ LOEVY: „Industrien und Handel im Transvaal“, Chemiker-Zeitung, Cöthen 1903.

²⁾ E. E. LUNGWITZ: Über die regionalen Veränderungen der Goldlagerstätten. Diss. Rostock. Leipzig 1899. Herr KOLBECK, Freiberg, schreibt mir darüber: „A priori halte ich es für möglich, daß Gold in Pflanzenholz gefunden werden kann. Mit Herrn DU BOIS habe ich allerdings in dem Holze, in dem LUNGWITZ Gold gefunden haben will, keine Spur davon gefunden. Wie Sie wissen, ist es leichter, Gold zu finden, als seine Abwesenheit festzustellen, besonders wenn die Proben an Orten, wo Golderzlagerstätten auftreten, vorgenommen werden. Meine Ansicht geht somit dahin, daß Gold in Hölzern bisher noch nicht mit voller Sicherheit gefunden worden ist.“

wähne ich deswegen, weil ich eben das Vorhandensein des Goldes von kohligter Substanz, die in den Witwaterrandschichten vorzugsweise an die Konglomerate gebunden zu sein scheint, abhängig mache, und weil eben dann doch in jenen Zeiten gelegentlich Gold in Gewässern in für uns ganz ungewohnten Quantitäten vorhanden gewesen ist.

Das Vorkommen von kohligter Substanz in den Konglomeraten, in viel größerem Maße als bisher bekannt, ist nun wohl einwandfrei erwiesen. Daß sich in Kohle übergehende Stoffe vorzugsweise bei der Bildung von Konglomeraten einfanden, dürfen wir ebenfalls als wahrscheinlich bezeichnen.

Schließlich steht auch nichts der Annahme eruptiv-hydatogener Vorgänge im Wege, die während der Sedimentation der Schichten stattfanden.

In der Tat glaube ich, daß wir bei gewissen Kieslagern mit derartigen Vorgängen rechnen müssen. Ich kann mir wohl vorstellen, daß bei gewissen Fahlbändern, die nur mehr oder weniger erzeiche Modifikationen des Nebengesteins darstellen, der Erzgehalt einfach einer Ausfällung aus einem an Metalllösungen reichen Gewässer sein Dasein verdankt. Bei Kieslagern aber, die im Gegensatz zu dem sonst sterilen Gebirge einen, ich möchte sagen, ganz unmotiviert reichen Erzgehalt aufweisen, glaube ich, soweit nicht eine spätere selektive Imprägnierung nachgewiesen ist, zunächst an die Mitwirkung eruptiv-hydatogener Vorgänge, an Metalllösungen, die als postvulkanische Vorgänge dem Empordringen von Magmen folgten, in unzähligen feinen Spältchen und Rissen aufstiegen und während der Sedimentation der Schichten zum Austritt und Absatz gelangten.

Bei dieser Gelegenheit möchte ich ein Vorkommen erwähnen, das mir von meinen früheren Reisen her in Erinnerung ist und das in mir später, als ich am Rande tätig war, lebhaft die Idee an die Möglichkeit einer ähnlichen Entstehungsweise des Goldes und vielleicht auch des Eisenkieses in den Randkonglomeraten geweckt hat¹⁾.

Am obersten Padjai, rechtem Nebenfluß des Mahakkam, einige Meilen südlich des Kampongs Attàs, bedecken Schwefelkiese als Neubildungen den Boden des Flußbettes. Krusten-, Nieren- und Traubenform der Kiese zeigt, daß es aus Minerallösungen sich absetzende, andauernde Neubildungen sind, die aufsteigenden eisenhaltigen Quellen ihr Dasein verdanken. In

¹⁾ VOIT: Geologisch-bergmännische Reiseskizzen aus Borneo, Kutei und Pásir. Berg- und Hüttenmännische Zeitung 1899, Nr. 38, Seite 447.

der Weise, wie sich Sande und auch Gerölle im Kies zementiert fanden, wie die Kiese zum Teil von Sanden bedeckt werden, würden sie eine geradezu verblüffende Parallele zu den Pyritschichten der Witwatersrandformation bilden.

Hier würden wir in den eigentümlichen rundlichen, nierenförmigen und verzerrtkörnigen Pyritformen ein ausgezeichnetes Analogon für die Buck-shots (Flintenschrot), und die Pyritic pebbles (d. i. die Pyritgerölle) haben, ebenso für die Pyritformen des „Pyritic-Band“, die wie Körner im quarzitischen Zement liegen [kurz für die vielfachen konkretionären Formen des Schwefelkieses in den Konglomeraten¹⁾].

Wir ersehen nun, daß am Zentralrand und nach Osten zu, wo im allgemeinen kein deutlich ausgebildetes Konglomerat im Liegenden des Main Reef zu finden ist, die Goldgehalte zum ersten Male aufwärts im ersten Konglomerat zu finden sind, gelegentlich auch im zonenweise auftretenden Pyritic Band, daß hier also zum ersten Male entweder ein präzipitierendes Agens vorhanden war, oder die Lösung konzentriert genug auftrat, resp. beides zusammen. Nach Westen zu, wo schon bei Florida im Liegenden des Main Reef Konglomerate auftreten, haben wir die Erscheinung, daß schon die liegenden Konglomerate, die sich in immer größerer Anzahl nach Westen zu einfinden, goldhaltig sind.

Wir können uns mit Hilfe unserer Theorie so ziemlich alle Merkwürdigkeiten erklären, die die Hypothesen von Infiltration und mechanischer Zuführung so unwahrscheinlich machen, indem wir besonders zur Zeit der Bildung des Main Reef auftretende eruptiv-hydatogene Vorgänge annehmen, die jedenfalls viele recht merkwürdige Tatsachen erklären, die eben die Konglomerate als ein Mittelglied zwischen Gesteinsgang und reiner Seife erscheinen lassen: unter anderem den Zinkblende-, Blei-, Antimon- usw. Gehalt, insbesondere aber den im großen und ganzen sehr uniformen Goldgehalt des Main Reef-Horizontes; dieser ist nun nicht etwa an eine einzige Konglomeratbank gebunden, sondern er ist gleichmäßig auf einen ziemlich mächtigen Horizont derart verteilt, daß die reichen Stellen bald in dem einen, bald in dem anderen der verschiedenen Konglomeratbänke, verteilt auf diesen Main Reef-Horizont, auftreten. Der Goldgehalt springt öfter von sehr hohen zu sehr niedrigen Gehalten, ein Phänomen, das wir immer zwanglos mit dem Vorhandensein

¹⁾ Vgl. übrigens auch: BRAUNS: Chemische Mineralogie, Leipzig 1896, Seite 386, Die Bildung von Sulfiden.

der ausfällenden Materie, also der kohligen Stoffe, erklären können.

Die austretenden Minerallösungen wurden beim Absatz von Schiefen und Quarziten derart verdünnt, daß die spärlichen organischen Stoffe einen Niederschlag des Goldes nicht herbeiführen konnten. Pflanzliche Stoffe aber waren in größerer Menge bei der Bildung der Konglomerate vorhanden und gelangten mit ihnen zur Sedimentation; entweder erfolgte dann der Absatz aus den Minerallösungen direkt auf dem Strande oder in einem stationären ganz seichten Binnensee (d. h. das zurücktretende Meereswasser hatte überall hier und da ganz flache Pfützen zurückgelassen).

Das Gold scheint im allgemeinen, soweit die Anzeichen gehen, an das Vorhandensein von kohligter Substanz gebunden zu sein, also vorzugsweise an die Konglomerate, während Eisenkies sich manchmal auch in allen Horizonten in den Quarziten findet, dann aber vorzugsweise nicht goldhaltig ist oder wenigstens nicht in dem Maße wie in den Konglomeraten.

Resumierend möchte ich sagen: Gold gelangte vorzugsweise durch kohlige Substanz zur Ausfällung, Eisenkies vorzugsweise durch kompliziertere chemische Prozesse. Reduktion (faulende Fucoiden (?) entwickelten Schwefelwasserstoff), Oxydation. Kohle ist vorzugsweise an Konglomerate gebunden, doch kann sie gelegentlich auch mit den Quarziten zum Absatz gelangen, insbesondere in Horizonten, wo Quarzite zonenweise an Stelle des Konglomerates getreten sind (Pyrit-Band). Die ascendierenden Mineralquellen traten an verschiedenen Stellen mit verschiedenem Metallgehalt aus und waren konzentriert bei Bildung der Konglomerate, stark verdünnt bei Bildung von Quarziten oder gar Schiefen. Lange nach der Sedimentation der Witwatersrandformation wurden die Schichten einer gründlichen Metamorphosierung unterworfen, bei der auch der Metallgehalt in den Konglomeraten eine Umsetzung innerhalb seines ursprünglichen Absatzgebietes erfuhr.

In der Erörterung des Vortrages sprachen Herr KUNZ und der Vortragende.

Herr JANNASCH legte eine besonders große Chalcedonmandel in Melaphyr aus Uruguay vor.

Darauf wurde die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

RAUFF.

SCHEIBE.

Briefliche Mitteilungen.

8. Über den Eiswind und das Dünengebiet zwischen Warthe und Netze.

Von Herrn A. JENTZSCH.

Berlin, den 17. März 1908.

Bei geologischen Vorgängen spielen Klima und Klimaänderungen eine hervorragende Rolle. Alle klimatischen Faktoren kommen dabei in Betracht. Während aber seit den ältesten Zeiten geologischer Forschung die Temperaturen früherer Erdepochen, insbesondere deren Jahresmittel, allseitig beachtet und auf den Vergleich fossiler Floren mit der lebenden Pflanzenwelt wärmerer Zonen weitgehende Folgerungen gegründet wurden, sind die Windverhältnisse bis in neuere Zeit nur selten gewürdigt worden, obwohl gerade sie wichtige Probleme bieten. Vor 23 Jahren führte ich den Begriff des „Eiswindes“ in die Geologie ein, indem ich am Schlusse einer Arbeit „Beiträge zum Ausbau der Glazialhypothese in ihrer Anwendung auf Norddeutschland“¹⁾ den mitteleuropäischen Löß als Staub deutete, der durch Winde aus den kürzlich vom Eise befreiten nördlicheren Landstrichen herbeigeführt worden sei. Ich schrieb damals: „Nach der Theorie der atmosphärischen Bildung“ (sc. des Lösses im Sinne v. RICHTHOFENS) „ist das Auftreten des Löß am Rande der Vergletscherungen wohl verständlich. Die Theorie verlangt:

- a) mäßigen, in begrenzten Gebieten regelmäßig abstillenden Wind;
- b) Graswuchs bzw. Steppenvegetation in diesen Gebieten;
- c) vegetationsarme Gebiete, welche den Staub liefern.

Letztere dürfen wir auf den soeben vom Eise verlassenen Gebieten erwarten; baumlos muß wohl die Vegetation in einem weiten Umkreise um das Eis gewesen sein. Und für Punkt a) dürfen wir wohl anführen, daß ein weites Inlandeis, wie es

¹⁾ Jahrbuch Preuß. geol. Landesanstalt für 1884, S. 438—524.

die Folge eigentümlicher meteorologischer Verhältnisse ist, so auch umgekehrt von maßgebendem Einflusse auf die Witterung eines großen Gebietes sein muß. Feststehende barometrische Maxima mußten sich ausbilden, welche die Luftströmungen nach gewissen Regeln ablenkten, und ein „Eiswind“ konnte in regelmäßiger Periode wehen, analog dem heutigen Seewind. Letzterer findet nur Sand am Strande vor und kann daher nur Dünen bilden, da die See allen feinen Schlamm für sich behält. Der „Eiswind“ fand feinen Gletscherschlamm vor und gewann außerdem Staub durch oberflächliche Seigerung der freigelegten Grundmoräne. — Ich glaube wohl, daß es für einen Meteorologen eine dankbare Aufgabe wäre, die Regelmäßigkeiten der Witterung am Rande des Inlandeises im Regenschatten der vergletscherten Alpen theoretisch zu untersuchen.“

Lange Zeit haben die Meteorologen es unterlassen, dieser Anregung zu folgen, bis schließlich — anscheinend unabhängig — MEINARDUS aus seinen meteorologischen Studien heraus zu dem Schlusse kam, daß, als Skandinavien noch Inlandeis trug, dort die Tendenz zur Ausbildung einer Antizyklone bestand, an deren Südseite trockene und kalte östliche und nordöstliche Winde wehten.

Nach dieser von physikalisch-meteorologischer Seite kommenden buchstäblichen Bestätigung dürfte wohl anzunehmen sein, daß meine obigen, vor 23 Jahren niedergeschriebenen Sätze das Richtige getroffen haben. Daß zu der angegebenen Zeit trockene östliche und nordöstliche Winde in Norddeutschland erheblich wirksamer waren als heute, steht für mich fest.

Es gilt also, deren geologische Spuren im einzelnen nachzuweisen. Daß ich den mitteleuropäischen Löß hierzu rechne, bleibt bestehen. Ebenso ist es mir zweifellos, daß jene Winde zeitweise zur Bildung von Binnendünen geführt bzw. beigetragen haben müssen. Wo sind diese?

Herrn SOLGER kommt das unbestreitbare Verdienst zu, auf die Tatsache hingewiesen zu haben, daß in verschiedenen Gegenden Norddeutschlands Binnendünen von einem bogenförmigen, nach Osten konvexen Grundriß auftreten, und er ist durch seine, auf das Studium der trefflichen topographischen Meßtischblätter gestützte morphologische Beobachtung zu der Auffassung gelangt, daß diese eigenartigen Dünengestalten als Bogendünen zu betrachten seien, deren Grundriß den einst vorherrschenden Ostwinden entspräche, während ihr Profil — ohne wesentliche Änderung des Grundrisses — durch die heute vorherrschenden Westwinde gestaltet sei.

Es läßt sich nicht leugnen, daß diese Erklärung viel Bestechendes hat. Mit Recht weist SOLGER darauf hin, daß die meisten norddeutschen Binnendünen verhältnismäßig alt und in ihren Grundrissen ziemlich festgelegt sind, da sie an den Rändern vielerorts von jungalluvialen Süßwasserbildungen umgeben werden. Auf diese Erscheinung habe ich bereits vor 8 Jahren¹⁾ hingewiesen. Sie ist unbestreitbar, wenngleich wir wissen, daß manche andere recht ansehnliche Binnendünen erst vor wenigen Jahrtausenden entstanden sein können. Die von Herrn KORN bei Czarnikau unter Dünen gefundenen Kulturschichten beweisen dies für das Netzegebiet, wie es durch andere zahlreiche Funde längst für das Weichselgebiet nachgewiesen ist. In den Erörterungen über SOLGERS Erklärungsvorschlag spielt das große Binnendünengebiet, welches in der Provinz Posen zwischen den Flüssen Warthe und Netze sich hinzieht, eine gewisse Rolle. Nachdem ich dessen östlichsten Teil im Vorjahre geologisch kartiert habe, kann ich als Ergebnis meiner dortigen Beobachtungen vorläufig mitteilen, daß letztere nicht für herrschende Ostwinde sprechen.

Jenes große Dünengebiet besteht aus einem zentralen, ostwestlich gerichteten Teil, in welchem die Dünen vorwiegend als Scharen nordsüdlich gerichteter Ketten auftreten. Dieser zentrale Teil ist an seinem Nord- und Südrande durch ostwestlich streichende Ketten bzw. Ablenkungen der Nord-südketten als ältester Kern des Dünengebietes bezeichnet, gegenüber welchem insbesondere die südwärts vorgeschobenen Dünengruppen, in welchen einzelne bogenförmige Gestalten vorkommen, als eine jüngere Generation erscheinen. Gerade die anscheinend am meisten für Ostwinde sprechenden Dünen sind mithin jünger als die zentralen. Hätte zur Zeit ihrer Bildung der „Eiswind“ noch dort geherrscht, so müßte derselbe auch den zentralen Teil des ganzen Dünengebietes geschaffen haben.

In diesem zentralen Teile müssen nun in der großen Schar dichtgedrängter Parallelrücken entweder die östlichsten oder die westlichsten die ältesten sein.

Bei herrschendem Ostwinde konnte dicht westlich einer Kette sich keine neue Kette vorlagern; denn diese hätte im Windschatten der nächst älteren gelegen. Hätte Ostwind dies alles gestaltet, so müßten die westlichsten Ketten des Zentralteiles die ältesten sein.

Gerade das Gegenteil ist der Fall! Die Kartierung ergab

¹⁾ Handbuch des deutschen Dünenbaues. Berlin 1900. S. 122.

im östlichsten Teile inmitten der Dünen geschiebeführende Talsandreste in Meereshöhen von etwa 60 m, während die westlicheren Ketten auf Talsanden von etwa 40 m Meereshöhe aufgesetzt sind.

Alle diese Talsande sind Uferbildungen des großen Binnensees, welcher einst die Gegend zwischen Warthe und Netze erfüllte; und in dem Maße, wie dessen Spiegel sich — teils allmählich, teils durch Verschwinden gewisser Barren schneller — senkte, erhielten die Talsande eine immer tiefere Lage. Der See hatte Zufluß von Osten, Abfluß nach Westen, und als eine allmählich von Osten nach Westen anwachsende Anschwemmung zwischen beiden Abflüssen — d. h. zwischen Warthe und Netze — sind die Talsande entstanden, auf denen der zentrale Teil des Dünengebietes aufgebaut ist. Auf den jungen kahlen Anlandungen erwachsen verhältnismäßig rasch die Nordsüdketten, deren östlichste demnach die ältesten sind. Die Richtung der Ketten wurde vorwiegend durch den Grundriß der Anlandungen und die Nachbarschaft der älteren Ketten bedingt; doch konnten die Ketten nur bei solchen Winden wachsen, die mindestens eine von Westen her kommende Komponente hatten.

So erblicke ich in den Dünen des Warthe-Netzegebietes keinen Beweis für das Fortbestehen des Eiswindes, meine vielmehr, daß letzterer zur Zeit ihrer Bildung bereits aus Posen verschwunden oder mindestens in seiner einstigen Vorherrschaft beeinträchtigt war. Während der mitteldeutsche Löß als eine seiner Spuren uns offen liegt, müssen die Dünen des Eiswindes bzw. der Eiswindzeit noch gesucht werden. Während die Mehrzahl der norddeutschen Windschliffe auf Kantengeschrieben wohl Zeitgenossen des Löß und jener noch zu suchenden älteren Dünen sind, sind die Bogendünen — soweit ich solche kenne — erheblich jünger. Wie die Tatsache der jüngeren, nach Osten konvexen Dünen zu erklären sei, hoffe ich später darlegen zu können.

9. Oberer und mittlerer Dogger auf Corfu und in Epirus.

VON HERRN CARL RENZ.

(Hierzu eine Texttafel.)

Corfu, 15. April 1908.

Die zurzeit von mir ausgeführte geologische Aufnahme der Insel Corfu und des ihr gegenüberliegenden türkischen Festlandes (Epirus) ergab die erhebliche Verbreitung von Lias und Dogger und in gleichem Maße eine Einschränkung der bisher auf den Karten hierfür eingezeichneten Kreide.

An zahlreichen Aufschlüssen konnten Lias und Dogger auf Grund von paläontologischem Beweismaterial genauer horizontiert werden¹⁾, namentlich haben der obere Lias und der untere Dogger (Zonen des *Hildoceras bifrons* bis *Harpoceras Murchisonae*) reiche Ammonitenfaunen geliefert, während der mittlere Lias durch Brachiopoden der *Aspasia*-Fauna und die höheren Dogger-Partien durch Posidonien- und Aptychen-Schichten charakterisiert sind.

Lokal wurde jetzt auch die Zone des *Stephanoceras Humphriesianum*, also die Bayeux-Stufe, paläontologisch nachgewiesen, und zwar an zwei Profilen:

1. Im Norden der dem Hafen von Corfu vorliegenden Insel Vido und
2. Auf der Pagania-Halbinsel an der epirotischen Küste.

Besonders der letztere Aufschluß gibt einen klaren Überblick über die Schichtenfolge und die verschiedenen Fossil-lager.

Auf der Westseite der Pagania-Halbinsel folgen von unten nach oben:

1. Weiße, dickgebankte Kalksteine des mittleren Lias in der gewöhnlichen Ausbildung des westlichen Griechenlands. Diese Kalke setzen einen großen Teil der Corfu gegenüberliegenden Gestade zusammen.

¹⁾ CARL RENZ: Über die mesozoische Formationsgruppe der südwestlichen Balkanhalbinsel. N. Jahrb. Min. 1905, Beil.-Bd. XXI, S. 213 ff. und — Die Entwicklung des Doggers im westlichen Griechenland. Jahrb. der k. k. geol. Reichsanst. 56, Wien 1906, S. 745 ff.

In der Grenzschicht gegen den Oberlias (2), die auch petrographisch den Übergang vermittelt, finden sich Ammoniten-Durchschnitte und Belemniten. Hierüber folgt

3. der sehr fossilreiche Oberlias. Er besteht aus reichlich 2 m mächtigen gelblichen, tonigen und knolligen Kalken mit zwischengelagerten gelben Mergellagen. Die hieraus gewonnene Ammonitenfauna enthält u. a. als häufigste Typen:

Hildoceras bijrons BRUG u. Var.

Hildoceras Levisoni SIMPS.

Hildoceras comense BUCH u. Var.

Hildoceras Mercati HAUER

Phylloceras Nilssoni HEBERT u. Var.

Phylloceren aus der Gruppe des *Phylloceras heterophyllum* SOW.

Coeloceras annulatum SOW.

Coeloceras Desplacei ORB.

Harpoceras discoides ZIETEN

Harpoceras subplanatum OPPEL

Grammoceras radians REIN.

sowie zahlreiche andere Hildoceren, Coeloceren, Harpoceren, Lycopoceren und Phylloceren. Die oberliassischen Bildungen der Pagania-Halbinsel gleichen in der petrographischen Entwicklung und Fossilführung vollkommen den schon früher von mir publizierten¹⁾ nördlicheren Vorkommen in der Phtelia-Bucht, am Kap Scala und am Kap südlich San Giorgio (Punta rossa). Ihre direkte Fortsetzung nach Norden wird von dem Wege Kataïto-Mursia östlich der Höhe geschnitten; auch hier findet sich dieselbe Fauna, unter der noch besonders ein Exemplar der Gattung *Frechiella* zu erwähnen ist. *Frechiella*, die sonst im mediterranen wie im mitteleuropäischen oberen Lias vorkommt, wurde hier zum ersten Male auch im Oberlias der südwestlichen Balkanhalbinsel angetroffen.

4. Die beiden Zonen des unteren Doggers (Zone des *Harpoceras opalinum* und *Murchisonae*) konnten ebenso wie an den Corfiotischen Fundorten auch auf der Westseite der Pagania-Halbinsel nicht getrennt ausgeschieden werden. Den Oberlias überlagern dünngeschichtete graue bis gelblichgraue Kalke von knolliger Struktur mit gelblichem oder grauem tonigen Zement. Sie entsprechen vollständig dem unteren Dogger am Kap südlich San Giorgio (Punta rossa)²⁾ und

¹⁾ CARL RENZ: N. Jahrb. Min. 1905. Beil.-Bd., XXI, S. 237, und Jahrb. der Geolog. Reichsanst. Wien, Bd. 56, 1906, S. 745.

²⁾ Vergl. hierzu das Profil im Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien 1906, 56, S. 746, CARL RENZ: Die Entwicklung des Doggers

führen wie dort diverse Spez. der Gattungen *Dumortieria*, *Erycites*, *Harpoceras* und *Phylloceras*. Den Umfang des unteren Doggers schätze ich auf zirka 2¹/₂ m.

5. u. 6. Die Äquivalente der zwischen dem unteren Dogger und den *Humphriesianum*-Schichten liegenden Zonen des *Hammatoceras Sowerbyi* und *Sphaeroceras Sauzei* werden repräsentiert durch etwa 6—7 m mächtige helle Kalke. Sie sind meist dicker gebankt als die Schichten des unteren Doggers, besitzen aber eine ähnliche Struktur. In den unteren Grenzsichten fand ich noch *Dumortieria evolutissima* PRINZ und *Erycites cf. gonionotum* BENECKE, die untersten Bänke sind daher vermutlich noch zur *Murchisonae*-Zone zu ziehen. Aus der Mitte des Komplexes stammen nur schlecht erhaltene Phylloceren wie *Phylloceras cf. ultramontanum* ZITTEL und *Phylloceras cf. mediterraneum* NEUM., während in den höheren Partien scheinbar ausschließlich Aptychen vorkommen. Dieselbe Kalk-Entwicklung unterlagert auch auf Vido die *Humphriesianum*-Schichten, auch hier paläontologisch noch nicht näher horizontiert.

7. Das nächst höhere, konkordant. darüberliegende Glied der Schichtenfolge sind die stratigraphisch wichtigen Stephanocerenkalke, mehrere, zusammen etwa 1 m messende gelblich-graue oder graue Kalkbänke mit zahlreichen, z. T. äußerst großen Ammoniten. Sie lassen sich jedoch wegen der Härte des Gesteins nur sehr schwer gewinnen; erst nach längerer Arbeit mit geeigneten Instrumenten gelang es mir, eine kleine Kollektion zusammenzubringen.

Sicher bestimmbar und zahlreich ist zunächst das Zonenfossil *Stephanoceras Humphriesianum* SOW. s. str., der von mehreren verwandten Arten begleitet wird. Es sind dieselben Typen, die in Mitteleuropa in der *Humphriesianum*-Zone vorkommen und die ich vor einiger Zeit auch aus dem kaukasischen Bajocien von Daghestan mitgebracht habe¹⁾. Daneben finden sich ferner die evoluteren Formen aus der Gruppe des *Stephanoceras Bayleanum* OPPEL, sowie die breiten Querschnitte der Subkronaten. *Sphaeroceras* und *Oppelia* werden nur durch ein bzw. zwei Exemplare vertreten, häufiger sind hingegen wiederum die Lytoceren und Phylloceren. Von letzterer Gattung liegt mir von Paganía ein besonders schönes

im westlichen Griechenland. Die obige Nummerierung der Schichten korrespondiert mit der des Punta rossa-Profiles, welches in dieser soeben zitierten Abhandlung beschrieben und abgebildet ist.

¹⁾ CARL RENZ: Der Jura von Daghestan. N. Jahrb. Min. 1904, S. 71.

Stück aus der Formenreihe des *Phylloceras ultramontanum* vor, das wohl mit *Phylloceras Zignoanum* D'ORB zu identifizieren sein dürfte. Während sämtliche Ammoniten des Lias und unteren Doggers nur als Steinkerne erhalten sind, besitzen die aus den *Humphriesianum*-Schichten stammenden Exemplare größtenteils noch ihre Schale. Mehrere gerippte Schalen gehören zur Untergruppe des *Phylloceras Partschii*.

Diese Vorbestimmungen sind von mir in Corfu ausgeführt, und erst die genauere paläontologische Bearbeitung wird zeigen, ob die aus Schicht 7 stammende Fauna (neben den indifferenten Typen) nur die allgemein in der Zone des *Stephanoceras Humphriesianum* lebenden Arten enthält, oder ob eventuell noch Elemente des *Scuzei*-Horizontes beigemengt sind. Faunistisch sind nahe Beziehungen zu meinen daghestanischen Vorkommen nicht zu verkennen; die Gesteinsbeschaffenheit ist jedoch vollkommen verschieden: in Daghestan die auf den polnischen Juraweisenden dunkeln Geodenschiefer, hier die in Griechenland so weit verbreitete Kalkfacies in Verbindung mit den Hornsteinen.

In der grauen Kalkfüllmasse eines der Stephanoceren wurden vereinzelte Posidonien beobachtet. Massenhaft treten dieselben jedoch erst in der obersten Schicht (7a) auf. Diese besteht aus einer gelblichen Kalkbank von etwa 30 cm Dicke mit vielen kleinen, von weißer Kristallmasse erfüllten Ammoniten (*Lytoceras* und *Phylloceras*) und einer schwärzlichen Lage voll von Posidonien. Beim Schlagen gibt die Posidonien-schicht einen bituminösen Geruch. Es lassen sich neben feingestreiften Schalen auch solche mit gröberen Linien beobachten, so daß voraussichtlich die beiden Arten *Posidonia Buchi* ROEMER und *Posidonia alpina* GRAS. vorliegen.

8. Darüber lagern gelbliche Plattenkalke mit Zwischenlagen von gleichfarbigem Hornstein. Auf den Schichtflächen dieser Plattenkalke finden sich öfters Aptychen, sonst scheinen sie jedoch fossilfrei zu sein.

Die Schichten 7a und 8 entsprechen daher dem obersten Bajocien (Zone der *Parkinsonia Parkinsoni*) und dem Bathonien. Weiter konnte die Horizontierung aus Mangel an paläontologischen Anhaltspunkten vorerst nicht geführt werden. Das eben skizzierte Profil auf der Westseite der Pagania-Halbinsel gibt demnach einen Durchschnitt vom mittleren Lias bis zur Bath-Stufe. (s. Tafel.)

Die Schichtenfolge im Norden der Insel Vido habe ich schon beschrieben (Jahrb. geol. Reichsanst. Wien 1906, 56, S. 749—752) und möchte in folgedessen meine

früheren Angaben hier nur ergänzen, nachdem ich inzwischen auch auf Vido dieselben Kalke mit *Stephanoceras Humphriesianum* Sow. nachgewiesen habe.

Über dem wie auf Pagania entwickelten Oberlias folgen mehr oder minder dünn geschichtete helle Kalke von etwas brecciösem Habitus, namentlich in ihrem tieferen Teil, aus dem einige fragmentäre Ammoniten des unteren Doggers stammen. Die Ausbildung des *Opalinus*- und *Murchisonae*-Horizontes weicht daher etwas von der auf der Pagania-Halbinsel beobachteten Entwicklung ab; die höheren Partien aber, die Kalke des *Stephanoceras Humphriesianum* miteingeschlossen, zeigen wieder eine große Ähnlichkeit.

Die oberste Bank ist etwas kieselig und eisenreich und lieferte neben Aptychen zahlreiche, allerdings nur wenig günstig erhaltene Phylloceren und Stephanoceren. Sicher bestimmbar ist jedenfalls *Stephanoceras Humphriesianum* Sow. selbst.

Konkordant über der Bank mit *Stephanoceras Humphriesianum* Sow. lagern im Norden Vidos Hornsteinschichten, deren Schichtflächen mit plattgedrückten Posidonien bedeckt sind. Darunter liegt bisweilen auch ein Aptychus.

Diese Hornsteinkomplexe mit Posidonien sind eine auf Corfu weitverbreitete Erscheinung und schon früher ausführlich beschrieben worden. Da sie auf Vido unmittelbar über den Kalken mit *Stephanoceras Humphriesianum* Sow. folgen, sind sie also vor allem Äquivalente des obersten Bajocien und des Bathonien (oberer Dogger) und entsprechen im Alter den alpinen Klaus-Schichten bzw. den Posidonien-Gesteinen der Südalpen.

Auf der Pagania-Halbinsel kamen über den Kalken mit *Stephanoceras Humphriesianum* mehr kalkige Sedimente (hornsteinreiche Plattenkalke, s. oben) zur Ablagerung, aber sowohl nördlich wie südlich davon, in der Phtelia-Bucht und bei Gumenitza, treten die gleichalten kieseligen Schichten auf.

Auch sonst sind diese Bildungen in Süd-Albanien weit verbreitet.

Eine Zone zieht sich der Westseite der Bač- und Platovuni-Kette entlang, eine östlichere dürfte dem Siutista-Gebirge folgen. Auf der Paßhöhe zwischen Drynos und Kalamas, bei Chan Delvinaki, traf ich jedenfalls die Posidonien-Hornsteine an. Allerdings sind dieselben hier schon recht tiefgehend verwittert, die Erhaltung der Muscheln hat darunter jedoch keineswegs gelitten, und die losen Hornsteinbrocken sind nicht abgerollt.

Wahrscheinlich ist weiter oben an dem Gebirgshang der Zerfall der dünnen, leicht der Verwitterung und Erosion erliegenden Hornsteinlagen weniger weit vorgeschritten.

Eine große Ausdehnung gewinnen die Dogger-Hornsteine ferner bei Vunos und Chimara, am Westabfall des Tschikazuges, und weiter im Süden des Landes im Vyrostal.

In Akarnanien, der südlichen, gleichartigen Fortsetzung des epirotischen Berglandes, sind dieselben Ablagerungen ebenfalls sehr verbreitet, wie ich schon früher publiziert habe¹⁾. Neuerdings wurden sie auch zwischen Astakos und Chrysowitza, oberhalb Nusa, angetroffen.

Die Hornstein-Komplexe des oberen Doggers erstrecken sich demnach über weite Flächen im westlichen Griechenland und südlichen Albanien. Die liegenden Stephanoceren-Kalke konnte ich dagegen bisher nur an den beiden Aufschlüssen auf der Pagania-Halbinsel und auf Vido beobachten, und es scheint, daß ihre Entwicklung lokal eng begrenzt ist.

So lagern z. B. an einem gleichfalls sehr gut aufgeschlossenen Profil bei Paläospita (Corfu) zwischen dem unteren Dogger und den Posidonien-Hornsteinen nur helle Plattenkalke mit rötlichen Kieselzwischenlagen, in denen noch keine Fossilien gefunden werden konnten. Derartige Bildungen werden wohl meistens die Stephanoceren-Kalke ersetzen.

Die Feststellung der Kalke mit *Stephanoceras Humphriesianum* SOW. und anderen Arten des oberen Bajocien ist in doppelter Hinsicht wichtig.

Erstens waren fossilführende Ablagerungen dieses Alters bis jetzt auf der Balkanhalbinsel noch nicht bekannt, und zweitens wird durch den Nachweis der Zone des *Stephanoceras Humphriesianum* auch die stratigraphische Stellung der unmittelbar darüberliegenden, auf Corfu, im westlichen Mittelgriechenland und südlichen Albanien so weit verbreiteten jurassischen Hornsteinkomplexe bestimmt.

¹⁾ CARL RENZ: a. a. O. S. 757.

Neueingänge der Bibliothek.

- v. BARDELEBEN, K.: Abdruck aus dem anatomischen Anzeiger. Centralbl. f. gesamte wiss. Anatomie **32**, 1908.
- BÄRTLING, R.: Die nordschwedischen Eisenerzlagertstätten mit besonderer Berücksichtigung ihrer chemischen Zusammensetzung und ihrer bis jetzt nachgewiesenen Erzvorräte. S.-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geol. XVI, 3. Berlin 1908.
- BECKER, E.: Chemische Beziehungen einiger melilithhaltiger Basalte. S.-A. aus: Diese Zeitschr. **59**, 4, 1907.
- BRÜCKNER, ED. und MURET, E.: Les variations périodiques des glaciers. XII. rapp. Commission intern. des Glaciers. S.-A. aus: Ann. d. Glaciologie II. Berlin 1908.
- BRUN, ALB.: Quelques recherches sur le volcanisme au Pico de Teyde et au Timanfaya. S.-A. aus: Arch. d. Sciences phys. et nat. Genève 1908.
- DANZIG, F.: Über die eruptive Natur gewisser Gneisse, sowie des Granulits im sächsischen Mittelgebirge. Inaug.-Diss. Kiel. Kiel 1888.
- ETZOLD, F.: Neunter Bericht der Erdbebenstation Leipzig. S.-A. aus: Ber. d. math.-phys. Kl. Kgl. Sächs. Ges. d. Wiss. Leipzig **60**. Sitz. vom 13. I. 08. Leipzig 1908.
- GAGEL, C.: Über die Aufnahmen auf den Blättern Siebeneichen, Schwarzenbeck, Hammwarde und Pötrau im Jahre 1905. S.-A. aus: Jahrb. Preuß. geol. Landesanst. f. 1905, XXVI, 4.
- GOTHAN, W.: Über die Frage der Klimazonenbildung im Jura und in der Kreide. S.-A. aus: Naturw. Wochenschr. N. F. VII, 14.
- HEIM, ALB.: Geologische Nachlese No. 19. Nochmals über Tunnelbau und Gebirgsdruck und über Gesteinsumformung bei der Gebirgsbildung. S.-A. aus: Vierteljahrshr. d. Naturf. Ges. in Zürich **53**. Zürich 1908.
- JAHN, JAROSLAV J.: Über das Vorkommen der Moldavite in den nordböhmischn Pyropensanden. S.-A. aus: Verh. geol. Reichanst. 1899, 3.
- Vorläufiger Bericht über die Klippenfacies im böhmischen Cenoman. S.-A. aus: wie vor 1904, 13.
 - Über die erloschenen Vulkane bei Freudenthal in Schlesien. S.-A. aus: wie vor 1906, 4.
 - Über die Etage H im mittelböhmischn Devon. S.-A. aus: wie vor 1903, 4.
 - Bemerkungen zu den letzten Arbeiten W. PETRASCHESKS über die ostböhmischn Kreideformation. S.-A. aus: wie vor 1906, 8.
 - Über das Vorkommen von Bonebed im Turon des östlichen Böhmens. S.-A. aus: wie vor 1904, 14.
 - Ein Beitrag zur Kenntnis der Bande $d_1 a$. S.-A. aus: wie vor 1904, 9.
 - Einige neue Fossilfundorte in der ostböhmischn Kreideformation. S.-A. aus: Jahrb. geol. Reichsanst. **54**, 1. Wien 1904.
 - Geologische Exkursionen im älteren Palaeozoicum Mittelböhmens.
 - Berichtigende und kritische Bemerkungen zu den Geologischen Arbeiten PHILIPP POČTAS. Selbstverl. d. Autors. Wien 1908.
 - Über das quartäre Alter der Basalteruptionen im mährisch-schlesischen Niederen Gesenke. S.-A. aus: Sitz.-Ber. Kais. Ak. d. Wiss. Wien, math. naturw. Kl. **116**, 1. Wien 1907.

JAHN, JAROSLAV J: Publikace.

- Příspěvek k seznání vzniku nesouvislých vyorženin sopečných (= Beiträge zur Kenntnis der Bildung loser vulkanischer Auswürflinge). Mit deutscher Erklärung der Textfiguren und Tafeln. S.-A. aus: Časopisu moravského musea zemského VI, 2. Brünn 1906.
- KAYSER, E.: Lehrbuch der Geologie. II. Teil: Geologische Formationskunde. III. Auflage. Stuttgart 1908.
- KEILHACK, K.: Lehrbuch der praktischen Geologie. Mit Beiträgen von E. VON DRYGALSKI, E. KAISER, P. KRUSCH, S. PASSARGE, A. ROTHPLETZ, K. SAPPER und A. SIEBERG. II. Auflage. Stuttgart 1908.
- Die geologische Geschichte der Niederlausitz. Vortr., gehalten im Volksbildungsverein in Kottbus. Kottbus 1905.
- Geologie der Braunkohle. Allgemeiner Teil. S.-A. aus: Handb. f. d. Deutsch. Braunkohlenbergbau, herausgeg. v. G. KLEIN. Halle a. S. 1907.
- Ergebnisse von Bohrungen. Mitteilungen aus dem Bohrchiv der Königl. Geologischen Landesanstalt.
 - I. Gradabteilung 1—20. S.-A. aus: Jahrb. Preuß. geol. Landesanst. f. 1903. XXIV, 4. Berlin 1906.
 - II. Gradabteilung 21—37. S.-A. aus: wie vor f. 1904. XXV, 4. Berlin 1906.
 - III. Gradabteilung 38—50. S.-A. aus: wie vor f. 1905. XXVI, 4. Berlin 1907.
 - IV. Gradabteilung 51—64. S.-A. aus: wie vor f. 1906. XXVII, 4. Berlin 1907.
- Geologische Beobachtungen während des Baues der brandenburgischen Städtebahn. S.-A. aus: wie vor f. 1903. XXIV, 1. Berlin 1903.
- Einige Aufnahmeergebnisse aus dem Fläming. S.-A. aus: wie vor f. 1904. XXV, 4.
- Deutsches Bäderbuch. I. Geologischer Teil. Abdruck.
- Sur le régime des eaux souterraines dans les dépôts quaternaires et tertiaires de l'Allemagne du Nord. S.-A. aus: Congr. Intern. des Mines, de Métallurgie, de la Mécanique et de la Géol. appl. Liège 1905.
- Einige Bemerkungen über die Korngröße der Dünensande. S.-A. aus: Chemiker-Ztg. Cöthen (Anhalt) 1905.
- und BERG, G.: Die Braunkohlenformation in Mecklenburg, Brandenburg, Schlesien und Pommern. S.-A. aus: Handb. f. d. Deutsch. Braunkohlenbergbau, herausg. v. G. KLEIN. Halle a. S. 1907.
- KRUSCH, P.: Die Aufsuchung und Untersuchung von Gegenständen bergbaulichen Betriebes. S.-A. aus: Lehrbuch d. prakt. Geologie von K. KEILHACK, 2. Aufl. Stuttgart 1908.
- MICHAEL, PAUL: Beiträge zur Kenntnis der eiszeitlichen Ablagerungen in der Umgebung von Weimar. S.-A. aus: Jahresber. d. Großherz. Realgymnas. zu Weimar. Weimar 1908.
- NAUMANN, E.: Über Gebirgsstörungen am Nordwestrande des Thüringer Waldes. Bericht über die Aufnahmen des Blattes Kreuzburg im Jahre 1905. S.-A. aus: Jahrb. Preuß. geol. Landesanst. f. 1905. XXVI, 3. Berlin 1908.
- NOPCSA, F.: Ideas on the origin of flight. S.-A. aus: Proc. of the Zool. Soc. of London. 1907.

- OEBBEKE, K.: Nutzbare Mineralien, Gesteine, Mineralwässer Bayerns auf der Bayer. Jubiläums-Landes-Industrie-, Gewerbe- und Kunst-Ausstellung zu Nürnberg 1906, ausgestellt vom Mineralogischen Laboratorium und der Geologischen Sammlung der Kgl. Technischen Hochschule zu München.
- Nutzbare Gesteine und Mineralien des Königreiches Bayern auf der Bayer. Landes-Industrie-, Gewerbe- und Kunstausstellung zu Nürnberg 1896, ausgestellt vom Mineralogischen Laboratorium und der Geologischen Sammlung der Kgl. Technischen Hochschule zu München. München 1896.
 - FRANZ VON KOBELLS Tafeln zur Bestimmung der Mineralien mittelst einfacher chemischer Versuche auf trockenem und nassem Wege. 13. Aufl. München 1894.
 - Dasselbe. 15. Aufl. München 1907.
 - Beiträge zur Kenntnis einiger hessischer Basalte. S.-A. aus. Jahrb. Preuß, geol. Landesanst. f. 1888. Berlin 1889.
 - Mitteilung über Aufnahme der Sektionen Niederaula und Neukirchen. S.-A. aus: wie vor f. 1885.
 - Mitteilung über Aufnahme der Sektion Neukirchen. S.-A. aus: wie vor f. 1886.
 - Über das Vorkommen des Glaukophan. S.-A. aus: Zeitschr. f. Krystallographie XII, 3. Leipzig 1886.
 - Über den Glaukophan und seine Verbreitung in Gesteinen. S.-A. aus: Diese Zeitschr. 1886.
 - an Herrn C. A. TENNE. Über Glaukophan und seine Verbreitung in Gesteinen. S.-A. aus: Diese Zeitschr. 1887.
 - Über das Gestein vom Tacoma-Berg, Washington Territory. S.-A. aus: N. Jahrb. Min. 1885, I.
 - Mikroklin und Muscovit von Forst bei Meran (Tirol).
 - Topas im Fichtelgebirge.
 - (Ohne Titel.) S.-A. aus: Sitz.-Ber. phys.-med. Sozietät zu Erlangen. Sitzung vom 27. VII. 1891.
 - Exkursion in das Fichtelgebirge. S.-A. aus: Diese Zeitschr. 1899.
 - Krystallform der Glutaminsäure.
 - Die Mineralquellen Bayerns. S.-A. aus: Intern. Mineralquellen-Ztg., Jubiläumsnummer. Wien 15. IV. 1904.
 - Die Stellung der Mineralogie und Geologie an den Technischen Hochschulen. Festrede, in der Aula der Kgl. Techn. Hochschule zu München gehalten zur Eröffnungsfeier des Studienjahres am 10. XII. 1902. München.
 - Über den Kreittonit von Bodenmais. — TH. LIWEH: Krystallographische Untersuchungen. = Mitteil. a. d. mineral.-geolog. Institut. d. Univ. Erlangen.
 - und BLANKENHORN, M.: Bericht über die im Herbst 1899 gemeinsam unternommene geologische Rekognoszierungsreise in Siebenbürgen. S.-A. aus: Verhandl. u. Mitt. d. siebenbürg. Ver. d. Naturw. 50, 1900.
 - und SCHWAGER, A.: Beiträge zur Geologie des Bayerischen Waldes. S.-A. aus: Geogn. Jahresh. 1901, XIV. München 1901.
 - und KERNAUL, M.: Geologische Verbreitung der Braunkohle in Bayern. S.-A. aus: Handb. f. d. Deutsch. Braunkohlenbergbau, herausgeg. v. G. KLEIN. Halle a. S. 1907.
 - Die Braunkohlenvorkommen Bayerns. S.-A. aus: Braunkohle V, 50. Halle a. S. 1907.

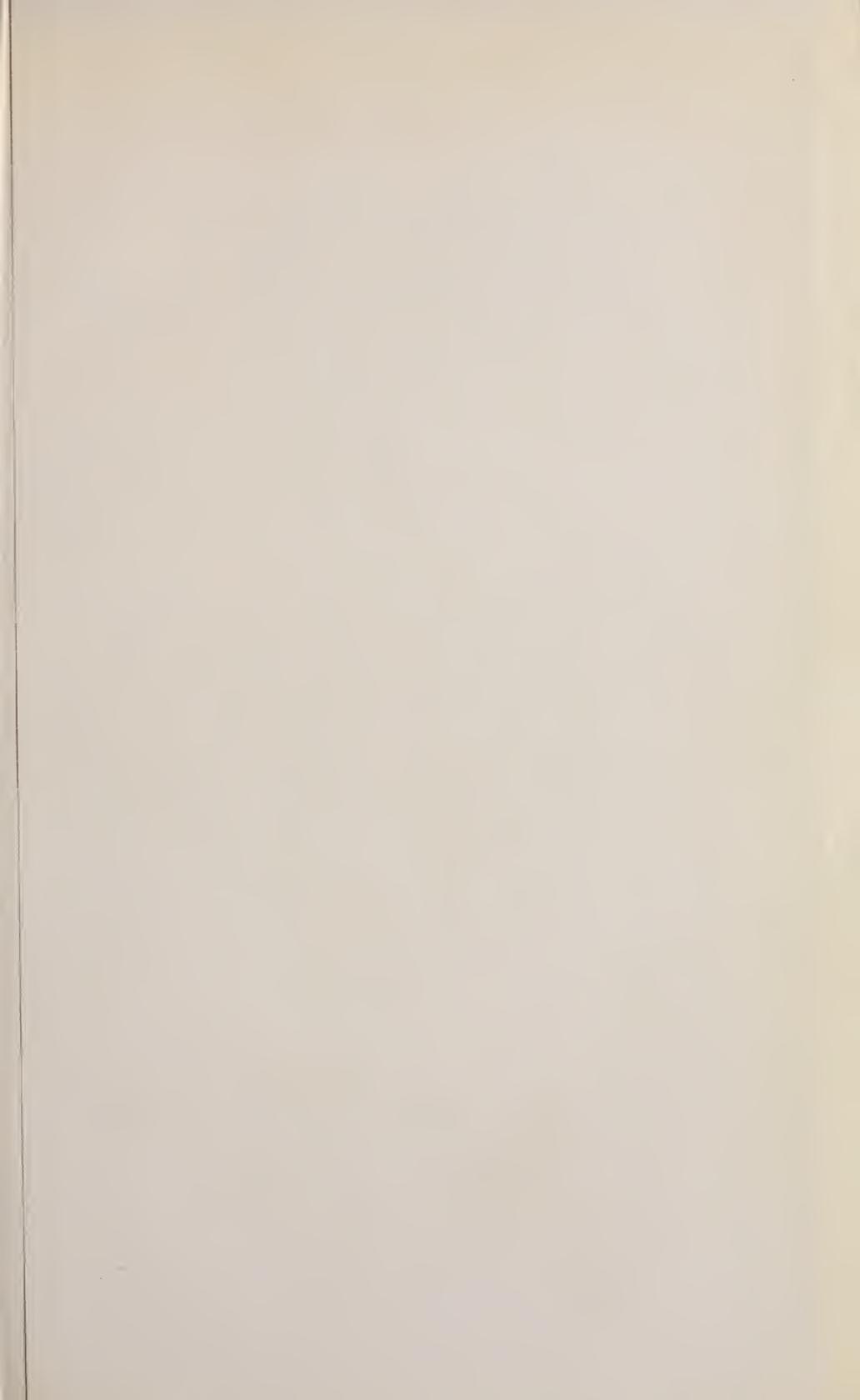




Fig. 1.

Pyrit-Band [pyritic band, footwall band] aus der Cindarella Deep (verkleinerte Photographie eines Handstückes). Die dunklen Teile sind Quarzit, die hellen Eisenkies.



Fig. 2.

Quarz
dunkler heller }

Pyrit
dunkler heller }

Fig. 2.

Vergrößerte Photographie desselben Handstückes nach A-B.

Die hellen Punkte in den Quarzkrystallen sind helldunkle Quarzkrystalle. Die Pyritkrystalle sind meist nur kleine verlorre Würfelformen; die Pyritindividuen beschließen z. T. Quarzkrystalle.



Dogger

Lias

Lias - Dogger - Aufschluß auf der Pagania - Halbinsel, Epirus.
(Nach einer Photographie von C. RENZ.)

Monatsberichte

der

Deutschen geologischen Gesellschaft.

Nr. 6.

1908.

Protokoll der Sitzung vom 3. Juni 1908.

Vorsitzender: Herr RAUFF.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung und verliest das Protokoll der Mai-Sitzung, das genehmigt wird.

Zur Aufnahme als neue Mitglieder der Gesellschaft sind angemeldet:

Herr Dipl.-Bergingenieur L. BAUMANN in Gibeon (Deutsch-Südwest-Afrika), vorgeschlagen von den Herren BÄRTLING, SCHEIBE und RAUFF;

Das *städtische Friedrichs-Polytechnikum* in Cöthen, vorgeschlagen von den Herren RAUFF, SCHEIBE und EBERDT.

Der Vorsitzende legte sodann die neueingegangenen Schriften und Karten vor und besprach sie.

Herr A. BODE sprach über das Nebengestein der St. Andreasberger Silbererzgänge und dessen Beziehungen zur Erzführung.

Nachdem sich das LOSSEN-BEYRICHSche Gliederungsschema auch für die Andreasberger Gesteine nicht mehr verwendbar erwiesen hat, mußte eine neue Untersuchung der Altersbeziehungen ausgehen von der schon vor mehr als 50 Jahren von ADOLF ROEMER festgestellten Tatsache, daß ein Teil dieser Schichten als oberes Unterdevon zu deuten sei. Neue Versteinerungsfunde, die der Gesellschaft vorgelegt wurden, aus dem Andreasberger Ganggebiet gaben dem Vortragenden die Gewisheit, daß dort außer den dem Oberkoblenz zu parallelierenden Schichten auch noch solche auftreten, welche dem

tiefsten Teile des Mitteldevon in Hochseefacies (= Wissenbacher Schiefer) gleichzustellen sind. Die über Tage beobachteten Gesteine wurden nun durch eine im Auftrage der Geologischen Landesanstalt ausgeführte sorgfältige geologische Untersuchung der Andreasberger Gruben auch unter Tage verfolgt und so für die einzelnen Gänge Schichtenprofile sowie für die Hauptstollen Grundrisse konstruiert, welche zusammenhängende Querschnitte durch die oben erwähnten und die sich nach dem Liegenden hin anschließenden Schichten lieferten und gleichzeitig über die komplizierte Tektonik des Ganggebietes Aufschluß gaben.

In letzterer Hinsicht ist die Klarstellung des Andreasberger Schichtenprofils besonders wichtig für die Deutung der bereits so viel diskutierten sogenannten Ruscheln, jener das Ganggebiet durchsetzenden großen Dislokationen.

Nimmt man mit BEUSHAUSEN und KOCH für die Siebergrauwacke culmisches Alter an — und daran ist wohl nicht zu zweifeln —, so ergibt sich nunmehr, daß an der Neufanger Ruschel eine Überschiebung des Unterdevons auf Culm von bedeutender Sprunghöhe stattgefunden hat. Die Lage des Nebengesteins der sogenannten Abendröther und Silberburger Ruschel in den verschiedenen Sohlen und über Tage zeigt, daß an den Teilstücken dieser Ruscheln die von ihnen begrenzten Gebirgsstücke Über- und Verschiebungen in ganz verschiedenem Sinne erfahren haben, deren Verlauf im einzelnen besprochen wurde. Um so schwieriger ist die Deutung der Gebirgsbewegungen an der Edelleuter Ruschel. Im östlichen Teile erscheint der Südflügel als das gesunkene, im westlichen als das überschobene Stück. Die wahre Bedeutung dieser gewaltigen Dislokation für den gesamten Gebirgsabschnitt wird erst das fertige geologische Kartenbild klarstellen.

Die Neufanger Ruschel ausgenommen, ergibt sich daher für die Andreasberger Ruscheln ohne weiteres, daß sie nicht als Faltenverwerfungen angesehen werden dürfen.

Die geologische Aufnahme der Gesteine in den Gruben hatte besonders auch den Zweck, festzustellen, ob der von Herrn Berginspektor WERNER in Andreasberg dem Vortragenden gegenüber auf Grund seiner Erfahrungen ausgesprochenen Annahme einer gewissen Gesetzmäßigkeit in der Silbererzführung eine allgemeine Bedeutung zukomme.

Eine genaue Durcharbeitung des älteren noch vorhandenen Riß- und Aktenmaterials gab dem Vortragenden die Möglichkeit, auch die Silbererzvorkommnisse der älteren Zeit genau festzustellen und ihr Auftreten mit den Beobachtungen am Nebengestein zu kombinieren. Es zeigte sich, daß sowohl in

den tieferen Sohlen, wie bereits von WERNER angenommen war, als auch in den höheren, soweit hier noch Aufzeichnungen vorhanden waren, eine Anreicherung des Silbererzes Hand in Hand geht mit dem Auftreten kalkhaltiger Gesteine. Meist sind diese zonenartig aufsetzenden Silbererzvorkommen ausschließlich an die eingelagerten ursprünglichen Kalkzonen oder kalkhaltigen Diabase gebunden und folgen ihnen innerhalb der Gangspalten im Schichtenfallen. Diese Tatsache konnte für sämtliche Gänge, deren Grubenbaue zurzeit noch befahrbar sind, sichergestellt werden.

Einzelheiten über die stratigraphischen, paläontologischen und tektonischen Verhältnisse des Andreasberger Ganggebietes, die den Rahmen des Referates überschreiten würden, sollen in Verbindung mit geeigneten Illustrationen in einer besonderen Arbeit mitgeteilt werden.

An der Besprechung beteiligten sich Herr SCHEIBE und der Vortragende.

Darauf trug Herr POTONIE vor: **Über das Auftreten zweier Grenztorfhorizonte innerhalb eines und desselben Hochmoorprofils.**

In dem Hochmoor nördlich von Triangel in der südlichen Provinz Hannover kommen zwei Grenztorfhorizonte vor innerhalb des Sphagnetumtorfteiles, so daß hier im ganzen vorhanden sind — abgesehen von den Flachmoor- und Zwischenmoorhorizonten —

- e) Unreifer Sphagnetumtorf,
- d) Oberer Grenztorf,
- c) Halbreifer Sphagnetumtorf,
- b) Unterer Grenztorf,
- a) Reifer Sphagnetumtorf.

Im südlichen Teile des Moores fehlt der untere Grenztorfhorizont b und der reife Sphagnetumtorf a.

Die Grenztorfe deuten gemäß ihrer pflanzlichen Zusammensetzung auf Trockenperioden. Auch das Vorkommen von Holzkohle und Asche in denselben weist darauf hin. Es ist zu erwägen, inwieweit das Vorkommen von Grenztorfhorizonten — bisher waren nur Hochmoorprofile mit nur einem oder mit gar keinem Grenztorfhorizont bei uns bekannt — eher auf lokale Trockenzeiten hinweist als auf säkulare Trockenperioden. (Eine ausführlichere Mitteilung wird der Vortragende im Jahrbuch der Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt bringen.)

Dann sprach Herr **POTONIE** zur Genesis der Braunkohlenlager der südlichen Provinz Sachsen.

Die oligocäne Braunkohle des Revieres von Weißenfels, Zeitz, Meuselwitz bis Altenburg (übrigens auch diejenige Anhalts) ist zum Teil autochthon, zum großen Teil aber umgelagert worden und befindet sich an zweiter Lagerstätte (sekundäre Allochthonie, im Gegensatz zur primären Allochthonie, bei der noch nicht zu Humus gewordene Pflanzenteile verschwemmt wurden). Erstere ist besonders verbreitet im südöstlichen Teile des Revieres, letztere im nordwestlichen. Die autochthone Kohle ist, abgesehen von eventuell vorhandenen feinen Klüften, eine feste, „knorpelige“ Kohle, die mit vielen Harzstückchen und mit Harzpulver und überhaupt liptobiolithischem Material untermengt ist. Bei dem Transport hat eine mehr oder minder weitgehende Separation dieser beiden Bestandteile stattgefunden und dort, wo diese hinsichtlich der liptobiolithischen Bestandteile sehr weit gegangen ist, Pyropissitlager hervorgebracht. Eine Umlagerung der Kohle hat sogar noch zur Diluvialzeit stattgefunden, wie das Vorkommen von nordischen Feuersteinen inmitten des stark durch Eispressung aufgefalteten und mit Strudellöchern versehenen Kohlenlagers der Grube Emma bei Streckau beweist. (Auch über diesen Gegenstand wird im Jahrbuch der Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt eine ausführliche Mitteilung erfolgen.)

Herr **SIEGERT** sprach über den geologischen Aufbau des Untergrundes der Stadt Halle a. S.

Die geologische Darstellung des Untergrundes einer größeren Stadt ist mit einiger Genauigkeit nur dann möglich, wenn im Laufe einer längeren Reihe von Jahren alle die zahlreichen gelegentlichen Aufschlüsse gesammelt werden. Nur bei besonders günstigen Gelegenheiten, wie bei Kanalisationen usw., ist es möglich, auch in verhältnismäßig kurzer Zeit ein einigermaßen richtiges Bild zu gewinnen. Die Stadt Halle a. S. ist in dieser Beziehung sehr begünstigt gewesen. Als Universitäts- und Oberbergamtsstadt hat es seit hundert Jahren ihr nie an eifrigen Beobachtern gefehlt, und wiederholt sind zusammenfassende und kartographische Darstellungen ihres Untergrundes gegeben worden¹⁾. Bei der geologischen Aufnahme des Blattes

¹⁾ v. VELTHEIM, Mineralogische Beschreibung der Gegend von Halle. 1820.

ANDRAE, Geognostische Karte der Umgegend von Halle a. S. mit erläuterndem Text. 1850. (Forts. d. Anm. siehe rechte Seite.)

Halle war daher ursprünglich geplant, ausschließlich dieses Material, zu dem noch verschiedene im Archiv der Kgl. geol. Landesanstalt in Berlin befindliche Manuskriptkarten K. v. FRITSCHs kamen, für die Darstellung des Untergrundes zu verwenden. Infolge ausgedehnter Kanalisationsarbeiten in den letzten Jahren war es jedoch möglich, noch manche neue Beobachtung hinzuzufügen und manche Umdeutung älterer Beobachtungen, die auf Grund der Kartierung der weiteren Umgebung, insbesondere der Gegend westlich der Stadt (auf dem linken Saaleufer) nötig geworden war, nun auch im Stadtgebiete selbst durch direkte Beobachtung zu belegen. Zwar war es mir nicht möglich, diese Kanalisationsarbeiten ununterbrochen zu verfolgen, doch konnte ich zahlreiche wichtigere Aufschlüsse besichtigen. Für die gesamten Kanalisationsstrecken aber standen mir sehr genaue Bodenprofile zur Verfügung, für deren gefällige Überlassung dem städtischen Tiefbauamte auch an dieser Stelle meinen ergebensten Dank auszusprechen mir eine angenehme Pflicht ist. Waren hier die einzelnen Bodenarten auch nur nach rein technischen Gesichtspunkten von einander geschieden, so war doch ihre geologische Umdeutung auf Grund eigener Beobachtungen benachbarter Aufschlüsse meist sehr einfach. Einige Nachrichten über ältere Vorarbeiten (Bohrungen) für diese Kanalisationsarbeiten sind ferner noch niedergelegt in einer im Jahre 1904 eingereichten, jetzt gleichfalls im Archiv der Kgl. geol. Landesanstalt in Berlin befindlichen unveröffentlichten Prüfungsarbeit des damaligen Bergbaubeflissenen LIEBE.

Die Stadt Halle liegt an der Grenze zweier Mulden, der Halleschen und der Mansfelder Mulde. Die erstere, welche sich aus Gliedern des Carbons und Rotliegenden aufbaut, besitzt eine ungefähr in erzgebirgischer Richtung verlaufende Achse, während die der jüngeren Mansfelder Mulde, deren Schichten vom Rotliegenden bis zum Muschelkalk reichen, in hercynischer Richtung streicht. Die Mansfelder Mulde zerfällt wieder in verschiedene Spezialmulden, von denen v. FRITSCH die Eislebener und Lieskauer Becken unter-

MÜNTER, Der Untergrund der Stadt Halle a. S. Publikationen des Vereins für öffentliche Gesundheitspflege. 1869.

v. BENNINGSEN-FÖRDER, Bodenkarte des Erd- oder Schwemm- und des Felslandes der Umgegend von Halle. 1876.

v. FRITSCH, Die Naturverhältnisse, insbesondere der geologische Bau der Gegend von Halle a. S. in: Die Stadt Halle a. S. im Jahre 1901. Festschrift zur 64. Versamml. der Ges. Deutscher Naturforscher u. Ärzte, S. 40.

scheidet. Auf die weitere Gliederung dieser Mulde kann hier nicht eingegangen werden. Der größte Teil des Stadtgebietes gehört der Lieskauer Mulde bzw. ihrem östlichen Abschnitt an, der in den Erläuterungen als Passendorfer Mulde bezeichnet wurde. Erst die nördlichsten Stadtteile und Vororte liegen in der Halleschen Mulde. Es soll daher zunächst eine kurze Beschreibung der Passendorfer Mulde gegeben werden, soweit sie in das Stadtgebiet reicht.

Wie v. FRITSCH bereits gezeigt hat¹⁾, und wie sich namentlich außerhalb des Stadtgebietes zwischen dem linken Saaleufer und Nietleben in zahlreichen Aufschlüssen sehr gut beobachten läßt, ist diese Mulde einseitig aufgebaut. Sie besteht aus einem sehr steil aufgerichteten Nordflügel und einem äußerst flachen Südflügel. Auch in der Stadt selbst ließ sich dieses Verhältnis an verschiedenen Stellen recht deutlich beobachten. Den Kern der Mulde bilden hier die untersten Glieder des Mittleren Buntsandsteins, die weit von Süden her in fast schwebender Lagerung ankommen. An welcher Stelle das Muldentiefste liegt, kann nur nach der Mächtigkeit ungefähr vermutet werden. Im südlichen Teile der Glauchauer Straße konnte ich noch im vergangenen Februar neben Letten und Schieferton auch typische grobkörnige Sandsteine des Mittleren Buntsandsteins beobachten. Nach gefälliger Mitteilung des Herrn Bergreferendars LIEBE hat K. v. FRITSCH zwischen der Genzmer Brücke und der Glauchauer Kirche bei Straßenarbeiten stellenweise sandige Schieferletten mit vielen Estherien in Wechsellagerung mit dünnen Sandsteinbänken beobachtet. Diese dürften wohl dem an der Röpziger Fähre gut aufgeschlossenem tiefsten Lettenhorizont des Mittleren Buntsandsteins angehören. Bereits in der Gegend der Glauchauer Kirche soll nach LIEBE (bzw. v. FRITSCH) der Mittlere Buntsandstein in den Unteren übergehen, womit wir uns also bereits sicher am Nordflügel befinden. Abgesehen von den neueren Kanalisationsarbeiten, die ihn nur sehr flach erschlossen haben, ist der Untere Buntsandstein zweimal auch bis zu größerer Teufe beobachtet worden, beim Abteufen des Gutjahrbrunnens und in einem Bohrloche, welches auf der Jungfernwiese hinter der Pfännerschaftlichen Saline niedergebracht wurde. Hier wurde nach den mir freundlichst zur Verfügung gestellten Akten folgendes Profil durchteuft:

¹⁾ Diese Zeitschr. 1901. Verhandl. S. 66 ff. (Exkursionsbericht).

	Teufe bis	
	Fuß	Zoll
Aufgefülltes Gebirge	23	
Saalesand	29	
Grünlichgrauer toniger Mergel	50	
Fester mergeliger Sandstein, grau	51	
Grünlichgrauer sandiger Mergel	66	
Fester grauer Sandstein	67	4
Grünlichgrauer Mergel	78	4
Dunkelgestreifter Mergel	79	1
Rotgestreifter grauer Mergel	81	
Grünlichgrauer Mergel	84	
Milder grauer Sandstein	84	8
Roter Mergel mit zwischengeschalteten, ganz schwachen blaugrauen Letten	110	1
Fester roter Letten mit 3—4" starken Sand- steinbänken	123	
Dieselben mit stärkeren Sandsteinbänken	151	6
Dieselben mit 5—6" starken Sandsteinbänken	203	1
Lichter roter Sandstein in Bänken von ca. 20" und etwas mächtigeren Lettenschichten	248	4
Grauer Kalkstein	289	5

Über die Lagerung der Schichten fanden sich keine Angaben vor. Doch ist die Deutung des Profils nach den Aufschlüssen der weiteren Umgebung als Auflagerung von Unterem Buntsandstein auf Zechstein wohl zweifellos. Man kann an dem Unteren Buntsandstein auch deutlich zwei verschiedene Haupthorizonte erkennen. Der untere, etwa 50—60 m mächtige, besteht aus wohlgeschichteten Schieferletten und Sandsteinen, während die obersten 20—30 m, weniger gut geschichtete Letten und Schiefertone zusammensetzen scheinen, in denen nur vereinzelt Sandbänke auftreten. Die Angaben über die bis 20 Zoll starken Sandsteinbänke in den tiefsten Schichten sind wohl dahin zu verstehen, daß es sich um Zonen vielfacher Wechsellagerung von dünneren Sandsteinbänken mit Letten handelt, die bei einer Meißelbohrung natürlich nicht im einzelnen zu trennen waren und den reineren Lettenlagen gegenüber fälschlicherweise als einheitlicher Sandsteinhorizont aufgefaßt wurden.

Im Gutjahrbrunnen folgte nach dem von dem damaligen Bergreferendar ERTEL beim Abteufen des neuen Brunnenschachtes aufgenommenen Protokoll „auf 8,20 m aufgefüllten Boden und sehr übelriechenden Schlamm ein Ton, der anfangs sehr mild, plastisch und von hellerer Farbe als tiefer war, wo die Plastizität erheblich abnahm. In dem grünlichblauen Ton waren sehr viele Konkretionen von Schwefelkies, die mit der Tiefe an Zahl und Größe zunahmen. In den oberen Partien fanden sich dagegen mehr Wasserkieskrystalle als unten.

In ca. 20 m Teufe stieß man in der nordöstlichen Ecke auf Knollen von Kalkmergel, und mit 23 m stand man mit dem ganzen Schachte bereits im Kalkstein“. Die Grenzfläche zwischen den Tonen und dem Kalkstein fiel mit 65° nach SW ein. Wenn es auch zweifelhaft bleiben mag, ob die allerobersten hellen Tone nicht, wie wahrscheinlich, noch zur Braunkohlenformation gehören, wird man doch bei der Schilderung der tieferen Schichten, der blaugrauen Tone mit Wasserkieskrystallen, lebhaft an die stark zersetzten Schichten des Unteren Buntsandsteins in verschiedenen Ziegeleigruben westlich von Halle erinnert. Da auch der Zechstein im Brunnenschacht, wie jetzt noch zu beobachten ist, mit ca. 60° nach SW einfällt, so darf man wohl annehmen, daß die Grenze eine natürliche Auflagerung ist. Ob die oberen Zechsteinletten vorhanden sind, läßt sich nicht sicher erkennen. Die Angaben der vorigen Bohrung scheinen eher dagegen zu sprechen.

Die Grenzlinie zwischen Unterem Buntsandstein und Zechstein, welche sich aus der Projektion der beiden eben beschriebenen Punkte auf die Oberfläche ergibt, verläuft mit einem Streichen von ca. 70° von dem Gutjahrbrunnen nach dem nördlichsten Kothaus der Saline, womit auch das noch jetzt im Gutjahrbrunnen meßbare Schichtenstreichen übereinstimmt.

Die untere Grenze des Zechsteins ist schon seit langer Zeit sehr genau beobachtet. Sie besitzt ungefähr dasselbe Streichen und verläuft von der Klausbrücke quer durch den unteren Teil der Salzstraße nach der Ostseite der Marktkirche, über den Markt nach dem neuen Rathaus. Der Zechstein von Halle ist schon seit alter Zeit bekannt. Seine geologische Stellung hat im Laufe der Jahre sehr verschiedene Deutung erfahren, bis ihn K. v. FRITSCH, der früher anderer Ansicht war, durch den Fund von Versteinerungen wohl endgültig als Mittleren Zechstein bestimmte¹⁾. Gegenwärtig läßt er sich nur noch im Schachte des Gutjahrbrunnens beobachten. Er besteht teils aus Dolomit, teils aus Kalkstein, so daß bei seinem Ausbiß von ca. 150 m es immerhin möglich ist, daß auch noch der untere Zechstein zutage ausstreicht. Mit der fortschreitenden Kanalisation, welche gerade hier noch wichtige Aufschlüsse zu liefern verspricht, wird vielleicht auch diese Frage sich noch lösen lassen. Mit der Erkenntnis, daß der Kalkstein vom Markte in Halle der Zechsteinformation angehört, mußte natürlich auch die ältere Darstellung v. FRITSCHS,

¹⁾ K. v. FRITSCH, Zeitschr. für Naturwissenschaften, Halle, Bd. 74, S. 127.

wonach im Liegenden dieses Kalksteins Mittlerer Buntsandstein auftritt, sehr fraglich werden. Nachdem bereits im Anfange meiner Kartierung (1901) sich ergeben hatte, daß im Streichen der liegenden Schichten des Zechsteins am Markte in der Lüttichschen Ziegelei westlich von Halle Oberrotliegendes auftritt, war bei dem ungestörten Aufbau der Mulde kaum daran zu zweifeln, daß auch in der Stadt Halle unter dem Zechstein Oberrotliegendes anzutreffen sein mußte. Die Aufschlüsse, welche die Kanalisation lieferte, haben dies auch bestätigt, zugleich aber gezeigt, daß infolge der eigentümlichen petrographischen Entwicklung dieser Schichten ihre frühere Bestimmung als Buntsandstein eine sehr entschuld-bare war, wenn man, allein auf petrographische Merkmale angewiesen, ohne Berücksichtigung der weiteren Umgebung, in welcher der Muldenbau viel klarer zu erkennen ist, eine Darstellung des Untergrundes der Stadt vornahm. Das Oberrotliegende setzt sich zusammen aus einer vielfachen Wechselfolge von lichten grünlichen, blauen und gelben Schieferletten, Sandsteinen und Arkosen, in dem Bade Fürstental wurden auch rote Sandsteine usw. beobachtet. Daran schließen sich weiterhin hauptsächlich Konglomerate an, welche im wesentlichen aus einheimischem Porphyr bestehen. Sie gehen in die schon von LASPEYRES als Oberrotliegendes angesprochenen Konglomerate von Blatt Petersberg über. Die Grenze zwischen der hauptsächlich aus Letten und Sandsteinen und der vor allem aus Konglomeraten bestehenden Abteilung fällt im großen und ganzen natürlich mit der Grenze des Mittleren Buntsandsteins gegen das Rotliegende auf der Karte v. FRITSCHS zusammen und verläuft etwa von der Kleinen und Großen Steinstraße nach der Moritzburg mit einer Ausbuchtung nach Norden in der Gegend der Ulrichstraße und Järgergasse. Über die nördlich hiervon liegende Grenze zwischen der Passendorfer Mulde und der Halleschen Mulde sollen später noch einige Worte gesagt werden, nachdem die Tektonik der Passendorfer Mulde innerhalb des Stadtgebietes kurz besprochen worden ist. Da ein volles Verständnis dieser Verhältnisse auf so kleinem Gebiet natürlich nicht gewonnen werden kann, so muß für die ausführlichere Begründung der hier zu gebenden Auffassung auf das in Kürze erscheinende Blatt Halle der geologischen Spezialkarte verwiesen werden, wo alle diese Verhältnisse im Zusammenhang erörtert werden konnten. Namentlich wichtig ist hierbei das Profil der Gegend westlich von Halle, zwischen der Portlandzementfabrik und der Provinzial-Irrenanstalt. Wie aus der geologischen Karte hervorgeht, und v. FRITSCH auch

schon früher beschrieben hat, ist hier die Passendorfer Mulde einseitig gebaut mit einem steilen, fast saigeren Nordflügel und einem ganz flachen Südfügel. Ganz denselben Bau besitzt sie auch noch innerhalb des Stadtgebietes. Während aber in jenem Profil, abgesehen vom Zechstein, die ganze Schichtenfolge der Mansfelder Mulde, vom Rotliegenden bis zum Muschelkalk herauf, vorhanden ist, reicht sie im Stadtgebiete nur bis zu den untersten Lagen des Mittleren Buntsandsteines. Dies erklärt sich sehr einfach dadurch, daß die Achse der Passendorfer Mulde nach WNW zu einfällt, so daß ihr Kern (Muschelkalk, Röth und der größte Teil des Mittleren Buntsandsteines) in der Gegend von Halle bereits in der Luft liegt. Die Muldenachse dürfte ungefähr mit einer Linie zusammenfallen, die, an der Brauerei Freyberg beginnend, etwas nördlich vom städtischen Siechenhaus vorübergeht. Von dem ganz flachen Südfügel ist nur die oberste Schicht, der Mittlere Buntsandstein, gut zu beobachten, der verschiedene flache Spezialsattelungen und Muldungen erleidet.

Von den einzelnen Schichten des steilen Nordflügels ist nur der Zechstein in der Nähe der Schichtsohle des Gutjahrbrunnens dauernder Beobachtung zugänglich. Da, wie früher erwähnt, seine beiderseitigen Grenzen sehr genau festgelegt sind, so bildet dieser Horizont den festen Kern für die Konstruktion eines Profils durch den Nordflügel. Der untere Buntsandstein, welcher nach Süden hin auf ihn folgt, fällt anfangs mit derselben Neigung von 65° nach SW ein wie der Mittlere Zechstein selbst, so daß man hier wohl eine natürliche Auflagerung annehmen darf, immer jedoch mit der Einschränkung, daß, wohl infolge der Aufrichtung dieses Flügels, die gesamten mächtigen Salzhorizonte ausgelaugt sind, wodurch es selbstverständlich zu lokalen Einbrüchen usw. gekommen sein muß. Die tiefsten Schichten des hier als Unterer Buntsandstein angesprochenen Komplexes dürften außerdem stellenweise wohl noch dem Zechsteinletten entsprechen. Die Grenze zwischen dem Unteren und dem Mittleren Buntsandstein liegt nach einer Angabe LIEBES in der Gegend der Glauchaer Kirche, also mit fast absoluter Genauigkeit im Streichen der westlich von Halle beobachteten Grenze. Der Ausbiß des Unteren Buntsandsteines im Stadtgebiete ist breiter als auf dem linken Saaleufer zwischen Passendorf und Nietleben. Dies erklärt sich einmal aus dem etwas flacheren Einfallen der Schichten, das hier weniger als 65° , dort 90° beträgt. Vor allem aber ist es eine notwendig zu erwartende Bestätigung der an anderer Stelle ausführlich zu begründenden Annahme, daß westlich der Stadt

der tiefste Teil des Unteren Buntsandsteins mitsamt dem Zechstein in die Tiefe verworfen ist. Dementsprechend liegt auch der Zuwachs des Unteren Buntsandsteins im Stadtgebiete nach Norden, also nach dem Liegenden hin. An der Grenze zwischen Oberrotliegendem und Zechstein stehen die höchsten Schichten des Oberrotliegendem seiger, ja zum Teil besitzen sie überkippte Stellung, wie noch in allerjüngster Zeit bei Kanalisationsarbeiten in der Großen Klausstraße zu beobachten war. Bei der geringen Teufe aller dieser Aufschlüsse kann freilich nicht sicher entschieden werden, ob nicht eine lokale Verbiegung der Schichtenköpfe teils durch Gehängedruck, teils durch den Druck der Grundmauern mit im Spiele ist. Immerhin sprechen verschiedene Gründe dafür, daß der Zechstein gegen das Oberrotliegende verworfen ist. Eine derartige Verwerfung muß ziemlich sicher existieren, wenn wirklich nur Mittlerer Zechstein vorhanden ist; denn die Annahme einer Transgression ist zum mindesten ebenso hypothetisch. Die genauere Untersuchung der von K. v. FRITSCH gesammelten Proben aus dem Gutjahrbrunnen usw., die Herr Assistent MEINECKE zurzeit bearbeitet, wird wohl diese Frage endgültig lösen, ebenso wie mancherlei Aufschlüsse noch von der für nächstes Jahr in Aussicht stehenden Kanalisation des unteren Teiles der Residenzstraße zu erwarten sind. Wie ganz natürlich, scheint es sich nicht um einen einzigen, sondern um eine Reihe von Sprüngen zu handeln, die zum Teil auch im Oberrotliegenden selbst verlaufen, wie verschiedene Unregelmäßigkeiten im Streichen und Fallen der sonst so regelmäßig gebauten Mulde andeuten. So gibt LIEBE an, daß sich „genau vor dem Eingang zur Brüderstraße in einer nach SSO getriebenen Baugrube für den Kanal — von der 7 m tiefen Sohle aus — auf 8 oder 10 m bis fast zu Tage ansteigend ein plötzlich anders gearteter Ton heraushob. Der bis dahin vorhandene grüne, in den oberen Lagen gelbliche Ton, der meist eine feine Schichtung zeigte und ziemlich rein war, ging nämlich an einer unter einem Winkel von etwa 30—45° nordwestlich bis nördlich einfallenden Spalte ziemlich plötzlich in einen hellgrauen Ton mit zahlreichen Sandstein- und Porphyrbrocken über, also in ein Material, welches möglicherweise verwittertes Porphyrkonglomerat des Oberrotliegenden darstellt und das Liegende des Zechsteins vom Markte bildet.“ Eine noch stärkere Abweichung wurde beim Abteufen des Fürstentalbrunnens beobachtet, wo die Schichten des Rotliegenden mit ca. 45° nach SO einfielen. Weiter spricht auch der Umstand, daß westlich von Halle der Zechstein an einer Verwerfung in die Tiefe

versunken ist, dafür, daß die Fortsetzung dieser Störung im Stadtgebiete noch bemerkbar sein muß. Endlich aber sei noch darauf hingewiesen, daß gerade auch in dieser Gegend eine Verwerfung die Braunkohlenformation zu durchsetzen scheint.

Ausdrücklich sei noch hervorgehoben, daß diese Verwerfung keineswegs identisch ist mit der großen Halleschen Störung v. FRITSCHS, welche mehrere 100 m weiter nördlich zwischen dem Oberrotliegenden und dem Porphyrr des Unterrotliegenden verlaufen müßte. Eine Kritik dieser Annahme kann hier nicht gegeben werden, da hierzu wesentlich Beobachtungen außerhalb des Stadtgebietes nötig sind, weshalb, wie schon wiederholt, auch hier auf die Erläuterungen zum Blatt Halle verwiesen werden muß.

Der scheinbar sehr auffällige Umstand, daß der im Stadtgebiete auftretende Zechstein jenseits der Aue nicht mehr vorhanden ist, erklärt sich wohl leicht durch die vorhin erwähnte Achsenneigung der Lieskauer Mulde nach Westen. Wenn die Verwerfung spießwinklig zum Schichtenstreichen verläuft, und zwar in etwas mehr östlicher Richtung als die Schichten selbst, so muß bei einem tieferen Absinken der Westhälfte der Mulde der Zechstein nach Westen zu allmählich an der Verwerfung auskeilen.

Der nördliche Teil der Stadt sowie die nördlichen Vororte liegen bereits im Gebiete der Halleschen Mulde, die sich nach Norden hin weit ausbreitet. Da die Kanalisationsaufschlüsse, soweit mir bekannt geworden ist, keine wesentlichen neuen Tatsachen ergeben haben, so braucht hier nur auf die ältere Literatur, insbesondere auf die eingehende Darstellung des Aufbaues dieser Mulde durch F. BEYSCHLAG und K. v. FRITSCH¹⁾, verwiesen zu werden. Es soll nur ganz kurz noch ein Blick auf das Grenzgebiet zwischen beiden Mulden geworfen werden. Dabei müssen wir die Tatsache vorausnehmen, daß die tiefste Schicht der Passendorfer Mulde steil aufgerichtete Konglomerate des Oberrotliegenden bilden. In der Halleschen Mulde dagegen liegen ähnliche Konglomerate, welche hier diskordant über die älteren Glieder hinweggreifen, im allgemeinen schwebend. Die flachen Muldungen, welche an den verschiedensten Stellen zu beobachten sind, haben wohl alle nur lokale Bedeutung und sind keinem durchgreifenden

¹⁾ Das jüngere Steinkohlengebirge und das Rotliegende in der Provinz Sachsen usw. Abh. d. K. Preuß. geol. Landesanstalt, N. F., H. 10.

Gesetz unterworfen. Für diese schwebende Lagerung spricht auch, abgesehen von der direkten Beobachtung, die große Verbreitung dieser Konglomerate im Norden der Stadt, die bei steiler Schichtenstellung eine ganz ungeheuerliche Mächtigkeit ergeben würde. Ein und dieselben Schichten, die tieferen Lagen des Oberrotliegenden, gehören also beiden Mulden an und liegen in der einen schwebend, während sie in der andern steil aufgerichtet sind. Die Grenze zwischen den beiden Mulden ist von mir in der Stadt nicht beobachtet worden. Dagegen läßt sich aus Beobachtungen in der Nähe der Provinzialirrenanstalt mit einiger Wahrscheinlichkeit schließen, daß sie ungefähr vom botanischen Garten nach den Universitätskliniken verlaufen wird. Auf eine nähere Begründung dieser Anschauung muß hier verzichtet werden, da dies nur an der Hand der Karte möglich ist. Ebenso muß auf die Karte und die Erläuterungen bezüglich eines anderen Punktes verwiesen werden. K. v. FRITSCH zeichnet die Grenze zwischen beiden Mulden als Verwerfung, die also der großen Halleschen Störung entsprechen würde, wenn sie auch durch die neueren Beobachtungen eine nördlichere Lage erhalten hätte. Andererseits hebt er aber auch bereits hervor¹⁾, daß die Triasschichten der Mansfelder Mulde sich in einer Flexurstellung mit saigerem Nordflügel befinden. Die Frage, wie weit diese einzelnen Anschauungen berechtigt sind, läßt sich weit besser beantworten aus der Untersuchung der Gegend westlich der Saale, wo ja, wie schon angedeutet wurde, überhaupt der Schlüssel zum Verständnis des geologischen Aufbaues des älteren Gebirges im Stadtgebiete liegt.

Auf jenen älteren, stark gestörten Schichten liegt diskordant und im großen und ganzen schwebend die unteroligocäne Braunkohlenformation. Im Stadtgebiete selbst tritt sie nur in den zentralen und südlichen Teilen etwas ausgedehnter zutage in einem Gebiete, das in west-östlicher Erstreckung von der Moritzkirche bis etwa an die Einmündung der Prinzenstraße in die Franckestraße reicht, während es sich in süd-nördlicher Richtung etwa vom Rannischen Platz an bis nördlich der Leipziger Straße erstreckt. Von hier aus tritt sie nach Norden zu nur in schmalen Ausbiss zutage, der wohl in Folge verschiedener flacher Spezialbecken und Rücken ziemlich gewunden verläuft. Von der Poststraße aus zieht sie sich zunächst nach der Gasanstalt zu, biegt hier ziemlich scharf nach WNW um bis an die Ecke der Albrecht- und Sophienstraße, um sich dann, abermals scharf umbiegend, östlich vom Hasenberge hinzuziehen. Südlich und östlich von

¹⁾ Exkursionsbericht.

dem eben in ganz rohen Umrissen skizzierten Gebiete wird die Braunkohlenformation von Diluvium bedeckt, während sie westlich durch die Denudation vernichtet ist, so daß hier an den flachen Hängen nach dem Alluvium zu überall das ältere Gebirge zutage tritt. Eine genauere Beschreibung der Grenzen zu geben, ist wohl überflüssig, da die in kürzester Frist erscheinende Karte diese viel deutlicher und genauer zur Anschauung bringt als die ausführlichste Beschreibung.

Der Aufbau des Oligocäns ist durch zahlreiche Aufschlüsse sowohl in früheren Jahren, wie auch in allerletzter Zeit in jenem oben näher begrenzten Gebiete südlich der Leipziger Straße sehr gut bekannt geworden. Er entspricht vollständig der für die weitere Umgebung, namentlich nördlich und östlich von Halle, schon vor Jahrzehnten durch LASPEYRES gegebenen Gliederung.

Das tiefste Glied bildet auch hier der Kapselton, ein, wie bekannt, meist rein weißer, äußerst plastischer Ton mit eingestreuten Glimmerblättchen, der besonders gut bei der Kanalisation des Moritzzwingers zu beobachten war, wo er mit ca. 4 m Tiefe noch nicht durchsunken wurde.

Auf den Kapselton legt sich der Stubensand, der namentlich am Alten Markt und am Anfang der Schmeerstraße gut zu beobachten war, wo er nach Osten zu flach aber deutlich unter das Unterflöz einschießt. Die Angaben der Städtischen Profilakten, daß hier fester Stein und Sandstein auftritt, scheinen auf die oft zu beobachtende Verfestigung dieses Sandes durch Eisenhydroxyd hinzuweisen. Doch kommen vielleicht auch Knollensteine mit in Betracht, die gerade in diesem Horizont oft lagenweise auftreten.

Das nun folgende Unterflöz ist schon seit langer Zeit bekannt, wenn es auch wegen seiner oberflächlichen Lage immer als Oberflöz angesehen wurde, womit sich natürlich auch die ganze Gliederung des Tertiärs im Stadtgebiete verschob.

In den letzten Jahren wurde der Ausbiß der tiefsten Teile dieses Flözes sehr gut erschlossen in der Rannischen- und Schmeerstraße, sowie bei der Kanalisation der Leipziger Straße in der Gegend der Ulrichskirche. Unter Bedeckung von jüngeren Schichten konnte das Flöz hier bis fast an die neue Promenade und diese entlang bis an den Steinweg verfolgt werden. Über den weiteren Ausbiß des Flözes liegen keine neueren Beobachtungen vor, weshalb wir für die weitere Verfolgung nach Süden im wesentlichen auf die Angaben MÜNTERS angewiesen sind.

Wie aus den später angeführten Bohrungen zu ersehen ist, erleidet das Flöz durch Einlagerung eines tonigen Zwischenmittels von jedoch nur geringer Mächtigkeit eine Zweiteilung.

Das nächste Glied, welches im Tagesaufschluß zu beobachten war, ist das Flözmittel. Während dies nach LASPEYRES vorherrschend aus Sanden bestehen soll, nehmen nicht nur in der Stadt Halle, sondern auch weit nach Osten und Süden hin reine, fette Tone wesentlichen Anteil an seiner Zusammensetzung. Vielfach gehen auch Sand und Ton ohne scharfe Grenze ineinander über, wodurch manchmal die Deutung der Angaben von dritter Seite etwas erschwert wird. Hierzu kommt noch, daß allem Anschein nach sich an manchen Stellen, z. B. in der Leipziger Straße und in der Neuen Promenade, auch jüngere, mindestens diluviale Sande auf das Flöz legen. Im allgemeinen aber kann man annehmen, daß zu unterst eine allerdings geringmächtige Sandschicht und dann eine weit mächtigere Tonlage das Flözmittel zusammensetzen, die nach oben hin wieder etwas sandig wird. Seine Gesamtmächtigkeit beträgt ca. 4 m.

Ob das Oberflöz in der Richtung des nachstehenden Profiles jemals im Tagesaufschluß beobachtet wurde, ist mir nicht bekannt. Es wird von MÜNTER aus zwei Bohrungen im Apothekergarten des Waisenhauses gegenüber der Bürgerschule beschrieben, und ebenso konnte ich es in einer Bohrung in der Raffineriestraße nachweisen. Nach der Konstruktion des Profiles muß es hier etwa an der Basis der steilen Böschung der Promenade ausstreichen, doch liegt es möglicherweise auch etwas tiefer, da die genaue Höhenlage jener alten Bohrungen nicht mehr festzustellen ist. K. v. FRITSCH gibt es auf seinen Handkarten nicht an, wohl aber zeichnet er, entsprechend den Angaben MÜNTERS, östlich von der Gegend dieses Bohrloches in breitem Ausstrich oligocänen Sand, der also dem Magdeburger Sand entspricht. In dem Profile wurde der Magdeburger Sand überall mit der gleichen Mächtigkeit, nach den sicheren Angaben der Bohrung III, eingezeichnet. Dies entspricht auch allen sonstigen Erfahrungen über den Aufbau der Braunkohlenformation in der Gegend von Halle. Nach den Handkarten v. FRITSCHS besitzt der Sand jedoch im westlichen Teile der Königstraße eine viel größere Mächtigkeit. Er würde hier bis an den Bänderton, dessen westlicher Ausbiß gleichfalls nach v. FRITSCH in das Profil eingetragen ist, heranreichen. Da weitere Beobachtungen von dritter Seite nicht vorliegen, muß eine endgültige Festlegung dieser Grenzen vorläufig unterbleiben.

Der Septarienton wurde im Stadtgebiete bisher nirgends beobachtet. Damit stimmen auch die Verhältnisse in den weiten Braunkohlengebieten im Süden und Osten der Stadt überein, wo überall der Magdeburger Sand — falls das Profil überhaupt so weit reicht — das oberste Glied der Braunkohlenformation bildet, auf welchen sich diluviale Ablagerungen legen. Die südliche Grenze des Septarientones scheint also nördlich der Stadt vorbeizugehen.

Eine willkommene Bestätigung des eben geschilderten, aus den Tagesaufschlüssen gewonnenen Profiles ergaben die drei bereits erwähnten Bohrprofile. Die beiden von MÜNTER beschriebenen aus dem Apothekergarten seien hier wegen ihrer Wichtigkeit für die Konstruktion des Profiles wiederholt.

Bohrloch I. (Gegenüber dem Volksschul- Gebäude.)		Bohrloch II. (Gegenüber der alten Telegraphen- station, neben der jetzigen Reichs- bank.)	
	Fuß		Fuß
Hangendes	10	Hangendes	15
Unreine Kohle	5	Kohle	4
Sand	6	Sand	4
Bräunlicher Ton	14	Brauner Ton	12
Schwarzer Kohlensandstein	6	Schwarzer Kohlensand	2,5
Kohle, nicht durchbohrt, in den tieferen Lagen etwas tonig	20	Kohle, nicht durchbohrt	20

Die verhältnismäßig große Differenz in der Mächtigkeit des Zwischenmittels beruht zum Teil auf einer Auswaschung der Kohle, was daraus hervorgeht, daß man bei Bohrung I beim Durchbohren des Unterflözes nach 20 m bereits in eine gleich noch zu erwähnende Tonlage kam, während man diese bei Bohrung II nicht erreichte, da eben die Oberkante dieses Flözes höher liegt. Zum Teil aber wird sie auch davon herühren, daß die Grenze zwischen dem Unterflöz und dem hangenden schwarzen Kohlensand keine scharfe ist, also individueller Deutung unterliegt.

Die 3. Bohrung, welche auf dem Grundstücke der Zuckerrefinerie niedergebracht ist, ergab nach dem Schichtenverzeichnis des Bohrmeisters folgendes Profil:

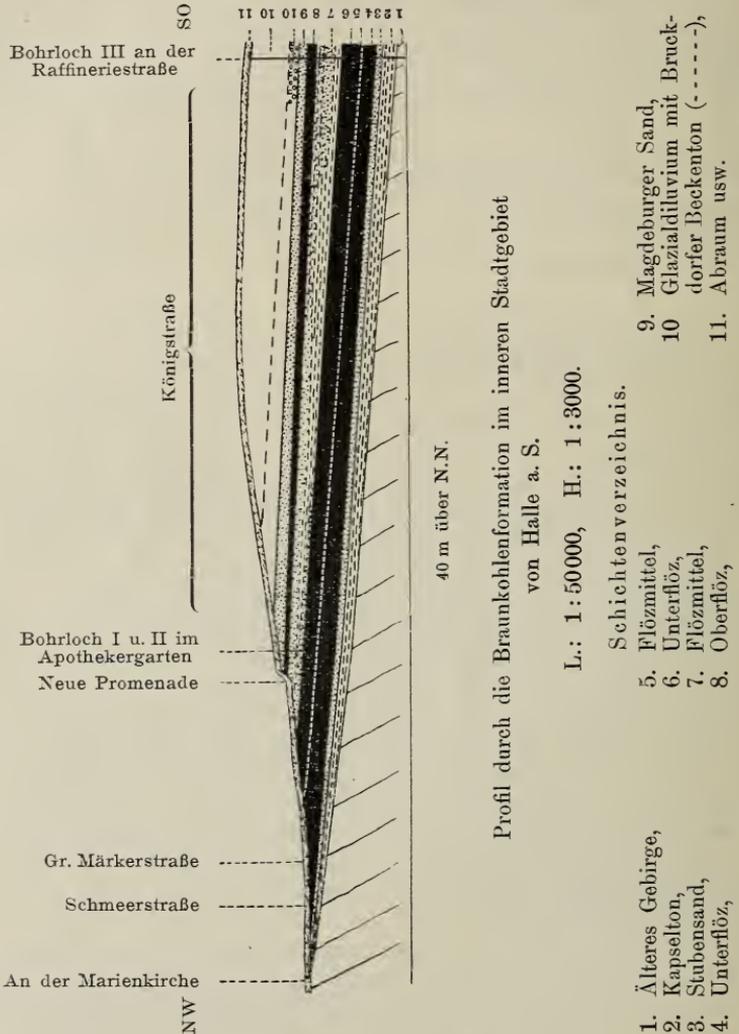
1,00 m Aufgeschütteter Boden		Alluvium
4,80 m Lehm und Sand	} Grundmoräne	} Diluvium
0,20 m Sand		
11,20 m Lehm und Sand		
0,65 m Blauer Ton	Bruckdorfer Beckenton	}
2,70 m Kies mit Wasser	Glazialkies?	

3,85 m Brauner, toniger Sand	Magdeburger Sand	} Braun- kohlen- forma- tion
3,50 m Kohle	Oberflöz	
6,50 m Brauner, toniger Sand	} Zwischenmittel	
0,70 m Sand mit Wasser . . .		
2,50 m Brauner Ton	} Unterflöz mit dünnem Mittel	
4,50 m Kohle		
0,30 m Brauner Ton		
6,70 m Kohle	} Stubensand	
2,10 m Brauner, toniger Sand		
4,60 m Gelblicher Ton	Kapselton	
Buntsandstein	} Buntsandstein- formation	

Auch diese Bohrung stimmt sowohl mit den vorigen als mit den Tagesaufschlüssen sehr gut überein, so daß sich auf Grund aller dieser Beobachtungen völlig zwanglos das nachstehende Profil konstruieren ließ. Die tonigen Parteien im Liegendsten der Bohrung I sind hier durchsunken und damit als eine kleine Einlagerung im Hauptflöz erkannt worden, wie sie hier und da auftreten und namentlich nach Osten hin an Mächtigkeit wie an Häufigkeit zunehmen, ohne für die Gliederung einen mehr als lokalen Wert zu besitzen. Das Zwischenmittel wird, wie auch die Tagesaufschlüsse ergaben, vorherrschend von Tonen gebildet; die Einlagerungen von Sand sind weder niveaubeständig noch weithin aushaltend. Das Oberflöz ist bei seiner geringen Mächtigkeit wie auch anderwärts vielfach unrein und teilweise als Schmierkohle entwickelt. Wenn wir auch bereits den ganzen Lagerungsverhältnissen nach den von K. v. FRITSCH als oberstes Glied der Braunkohlenformation im Stadtgebiete gezeichneten Sand als Magdeburger Sand ansprechen konnten, so liefert uns doch die Bohrung III noch eine willkommene Bestätigung dieser Annahme, da auch die petrographische Ausbildung dieser Schicht dem Magdeburger Sand entspricht.

In diesen so einfachen und regelmäßigen Aufbau der Braunkohlenablagerung zwischen Markt und Neuer Promenade fügt sich nur ein Vorkommnis an der Moritzkirche nicht zwanglos ein. Nach den Angaben von LIEBE traf man „an der Ostseite der Moritzkirche unter Auffüllung, Humus und gelbem Sand in einer Tiefe von 1,5 m das Oberflöz in 2,5 m Mächtigkeit, unterlagert von Ton, der nach weiteren 2,5 m noch nicht durchsunken war“. Vielleicht haben wir es hier mit einem lokalen Flöz

zu tun, das dem Kapselton eingeschaltet ist. Doch ist auch an die Möglichkeit zu denken, daß diese Partie an einer Verwerfung um wenige Meter in die Tiefe gesunken ist. Eine



Entscheidung ist mir nicht möglich, da ich diese Verhältnisse nicht aus eigener Anschauung kenne.

Während in dem eben besprochenen Gebiete, südlich des Marktes und der Leipziger Straße, das Tertiär westlich bis fast

an die Saaleaue reicht, springt jenseits dieser Linie die Westgrenze plötzlich weit zurück. Der schmale Ausbiß des Tertiärs, der sich zwischen Rotliegendem und Diluvium von der Poststraße aus nach dem Nordende der Universitätskliniken hinzieht, besteht nur aus weißem Ton. Wenige hundert Meter östlich der Diluvialgrenze finden sich nach MÜNTER in der Gegend des Schimmeltorens, also am heutigen Südende der Universitätskliniken, wiederum Braunkohlen, die sich, wie ältere Abbauseruche am Galgenberge beweisen, ununterbrochen nach Norden hinziehen. Da genauere Angaben über die Lagerungsverhältnisse fehlen, ist es vorläufig nicht ganz sicher zu entscheiden, welches Flöz hier vorliegt. Der Umstand, daß das Flöz allem Anschein nach unbauwürdig war, kann zur Bestimmung als Oberflöz keineswegs benützt werden, da auch das Unterflöz dicht am Ausbiß nur geringmächtige und schlechte Kohle liefern konnte. Einen Anhalt zur Altersbestimmung des Flözes gewährt vielleicht die petrographische Entwicklung seines Liegenden. Am Justizgebäude, im oberen Teil der Rathausstraße, am Kaiserdenkmal besteht es aus einem rein weißen, fetten Ton mit Glimmerblättchen, der von dem Kapselton nicht zu unterscheiden ist, also wohl auch mit ihm identifiziert werden darf, um so mehr, als ja der Ton des Flözmittels, das allein noch in Frage käme, meist dunkel gefärbt ist. Da das Oberrotliegende bei seiner tiefgründigen Zersetzung vielfach auch Tone liefert, die bei oberflächlicher Beobachtung leicht mit tertiären Tönen verwechselt werden können, so sind Angaben über die Grenze dieses Tones gegen das Gebiet des Rotliegenden, die nicht von Fachleuten herrühren, oft nicht ganz einwandfrei zu deuten. Möglicherweise gehören daher die weißen Tone, welche bei Café Bauer, Stadt Hamburg und am Hauptpostamt beobachtet worden sind, auch noch hierher. Immerhin ist die Unsicherheit, welche infolgedessen der Grenzföhrung auf der geologischen Karte anhaftet, nur gering, während die geologische Auffassung überhaupt nicht berührt wird. Auch in der Mittel- und Barfüßerstraße liegt vielleicht eine dünne isolierte Partie dieses Kapseltones auf dem Rotliegenden.

Ist diese Deutung der eben erwähnten Schichten als Kapselton und Unterflöz richtig, so erklärt sich auch das auffällige Zurückspringen der Westgrenze unseres Braunkohlengebietes sehr einfach als eine Folge des Absinkens der südlich vom Markte gelegenen Tertiärschichten an einer Verwerfung, die mit der vorhin beschriebenen Verwerfung, welche den Zechstein nach Norden zu begrenzt, im wesentlichen zusammen-

fällt. Die Sprunghöhe dürfte ca. 15—20 m betragen. Weitere Beweise für derartige jüngere tektonische Störungen, die bis ins Diluvium hereinreichen, konnten W. WEISSERMEL und ich noch an verschiedenen weiteren Stellen der Gegend von Halle erbringen, worüber an anderem Orte berichtet werden soll. In dem oben gegebenen Profile, das nur zur Darstellung des regelmäßigen Schichtenaufbaues der Braunkohlenformation im Stadtgebiete dienen sollte, sind diese Verhältnisse nicht weiter berücksichtigt worden.

Auf die Braunkohlenformation legt sich, wie überall in unserer Gegend, das Diluvium, welches in der ganzen Osthälfte der Stadt den unmittelbaren Untergrund bildet. Über seine ziemlich unregelmäßige Westgrenze konnten nur sehr spärlich neue Beobachtungen gemacht werden, so daß die Grenzführung im wesentlichen von der letzten Manuskriptkarte v. FRITSCHS übernommen wurde. Sie läuft danach ungefähr vom städtischen Siechenhaus nach dem oberen Teil der Leipziger Straße, beschreibt von hier aus einen Bogen nach Westen, dessen entferntester Punkt an der Westseite des Stadtkirchhofes liegt, und zieht sich dann unter den nördlichsten Kliniken nach der Gasanstalt hin. Zwischen dieser und dem Hasenberge schiebt sich eine schmale Zunge nach Westen bis an die Ecke der Goethe- und Wuchererstraße vor. Noch viel weiter, bis an das Martinsstift, greift eine zweite Zunge nördlich vom Hasenberge aus vor.

Die Schichtenfolge des Diluviums weist keinerlei Abweichungen von dem normalen Aufbau in der ganzen Umgebung auf. Die Bohrung in der Zuckerraffinerie hat den für die Gliederung des ganzen Diluviums unserer Gegend äußerst wichtigen Horizont des Bruckdorfer Beckentones in einer Meereshöhe von ca. 90 m nachgewiesen. Dieser dehnt sich im Süden, Osten und Westen der Stadt meilenweit aus. Auch nördlich von Halle tritt er auf, da er identisch ist mit dem Bänderton in den von LÜDECKE veröffentlichten Bohrungen bei Mötzlich. Es ist daher von vornherein zu erwarten, daß er überall im Diluvium der Stadt anzutreffen sein muß. Da er natürlich allen Unebenheiten seines Untergrundes folgt, so wird er in den nördlichen Stadtteilen höher liegen als in den südlichen.

Alles Glazialdiluvium über dem Bruckdorfer Beckenton gehört mit Sicherheit der zweiten Eiszeit an. Nicht mit derselben Sicherheit läßt sich dagegen für das Stadtgebiet zur Zeit das Alter des darunterliegenden Glazialdiluviums bestimmen. Dieses ohne weiteres zu einer älteren Eiszeit zu stellen, wie dies LÜDECKE bei den eben erwähnten Bohrungen tut, ist nicht

mehr angängig, seitdem die Kartierung nachgewiesen hat, daß unter dem Bruckdorfer Beckenton noch Glazialdiluvium der zweiten Eiszeit liegt. In der Bohrung III findet sich unter dem Beckenton nur 2,7 m Kies mit Wasser, dessen Alter nicht genau zu bestimmen ist; doch gehört er wohl sicherer zum Diluvium als zum Tertiär. In einem aus dem Jahre 1886 stammenden, im Archiv der Kgl. geol. Landesanstalt befindlichen Manuskript zu einer Erläuterung des Blattes Halle schreibt v. FRITSCH: „Man bemerkt in der Stadt Halle zwischen dem grünen Hofe und Bellevue in zahlreichen gelegentlichen Aufschlüssen grauen, gebänderten Ton und Tonmergel. Dieser gebänderte Ton bekommt besonders durch die Einlagerung feiner Quarzstaublagen eine blättrige Beschaffenheit. . . . zwischen Döllnitz am Berge und Klein-Corbetha verschmilzt er durch Zurücktreten der gebänderten Beschaffenheit mit einem grauen, mergeligen Lehm . . . , dem man . . . den Namen „Fuhrwegsdreck“ gibt. Dieser graue, mergelige Lehm kommt in lagenweisem Wechsel geschiebefreier und geschiebehaltiger Massen in den Gruben, Brunnen, Bohrlöchern und Schächten, welche in der Nähe der Bahnhöfe von Halle angelegt worden sind, zu einer ziemlich mächtigen Entwicklung. In den geschiebefreien Lagen des grauen Mergeltones wurden wiederholt Schalen von *Pisidium Hensloianum* und Schalenstücke sowie Deckel von *Bithynia tentaculata* gesammelt. Dieser graue, unterdiluviale Ton nimmt auf den Nachbarblättern Gröbers und Kölsa eine noch beträchtlichere Mächtigkeit an und liefert namentlich bei Rabutz eine interessante Reihe von Petrefakten, wie er auch hier ein beachtenswertes Vorkommen von Vivianit darstellt.“

In dem gebänderten Ton der Gegend von Bellevue usw. erkennen wir unschwer den Bruckdorfer Beckenton wieder. Ob aber der graue, mergelige Lehm, mit dem er „verschmilzt“, Grundmoräne der 1. oder 2. Eiszeit ist, läßt sich nach dieser Notiz, die leider nicht das gegenseitige Lagerungsverhältnis beider angibt, nicht entscheiden. K. v. FRITSCH trennte beide Grundmoränen meist nur nach rein petrographischen Gesichtspunkten und sprach jeden dunklen, tonigen Geschiebemergel als ältere Grundmoräne an, was nach den Ergebnissen meiner Aufnahmen in der Gegend von Halle keineswegs zutrifft. Dunkler, toniger Geschiebemergel kommt auch in der Grundmoräne der 2. Eiszeit nicht gerade selten vor. Auch in der Stadt Halle scheint dies der Fall zu sein, wenigstens konnte ich vor kurzem gelegentlich der Gleisverlegung am Riebeckplatz in einem allerdings nur sehr flachen Graben einen schichtigen (Druckschieferung?), ja fast gebänderten, dunklen,

tonigen Mergel beobachten, der seiner Höhenlage nach (108 m über NN) ziemlich sicher das Hangende des Bruckdorfer Beckentones bilden muß. Immerhin war der Aufschluß zu schlecht, als daß sich ein absolut sicheres Urteil über die Natur dieser Ablagerung fällen ließ.

Infolge der ausschließlichen Verwertung petrographischer Momente bei der Gliederung des Diluviums gelangte v. FRITSCH auch zu der unhaltbaren Parallelisierung der in Frage stehenden Ablagerungen in der Stadt Halle mit dem Rabutzer Beckenton, also zu einer falschen Identifizierung von zwei, vielleicht sogar drei ganz verschiedenartigen Horizonten. Immerhin gibt die eben zitierte Notiz wertvolle Fingerzeige für weitere Beobachtungen über das vermutliche Auftreten von älterer Grundmoräne im Stadtgebiete. Auf seiner letzten, im Jahre 1901 dem Archiv der Kgl. geol. Landesanstalt eingereichten Manuskriptkarte gibt v. FRITSCH keine ältere Grundmoräne im Stadtgebiet an, sondern legt seinen Bänderton als direktes Hangendes auf die Braunkohlenformation. Dieser Horizont wurde auch auf die neue geologische Karte übernommen, jedoch dort als Bruckdorfer Beckenton bezeichnet. Der exakte Nachweis des Auftretens der älteren Grundmoräne im Stadtgebiete ist also noch zu erbringen.

Die Grundmoräne der 2. Eiszeit besitzt den allgemeinen sandig-mergeligen Habitus. Größere Sand- bzw. Kieseinlagerungen treten in ihr nur ganz im Osten, in der Umgebung des Schlachthofes, auf. Bei ihrer isolierten Lage ist eine nähere Parallelisierung mit den im Glazialdiluvium der 2. Eiszeit in der weiteren Umgebung unterschiedenen Sand- und Kieshorizonten nicht mit Sicherheit durchzuführen. Doch ist die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, daß sie dem Roddener Schotter entsprechen.

Ganz im Nordosten der Stadt, in der Nähe der Landwirtschaftlichen Versuchsstation, finden sich endlich noch lößartige Mergelsande, auf die hier jedoch nicht näher eingegangen werden soll.

Als jüngste Bildung sind endlich noch Ablagerungen alluvialer Bäche und Gräben zu erwähnen, die, dem Abfall des Gehänges folgend, die Stadt von Ost nach West an verschiedenen Stellen durchqueren, wie dies v. FRITSCH bereits auf seiner geologischen Karte des Stadtgebietes angegeben hat.

Auf allen Formationen liegt endlich, namentlich in den älteren Stadtteilen, eine Decke von künstlich verändertem Boden, Abraum, Bauschutt usw., die im Durchschnitt 3 m mächtig wird. In den ältesten Stadtteilen, so z. B. an der Halle, sind Mächtigkeiten bis zu 8 m beobachtet worden.

Wegen seines hohen Gehaltes an faulenden Stoffen und schädlichen Gasen, namentlich Schwefelwasserstoff, dürfte dieser Boden wohl bei Ausführung von Bauten usw. auch in sanitärer Beziehung Beachtung verdienen.

Die eben gegebene Darstellung kann und soll natürlich nur in ganz großen Zügen ein Bild vom Untergrund der Stadt Halle geben. Für Einzelheiten muß auf die geologische Karte verwiesen werden. Doch sind, wie dies ja an besonders wichtigen Stellen schon hervorgehoben worden ist, auch noch manche Fragen offen geblieben, da man ja völlig von temporären Aufschlüssen abhängig ist, die alle zu berücksichtigen nur dem an Ort und Stelle wohnhaften Beobachter möglich ist.

Herr E. DATHE sprach über Kugelporphyre südöstlich von Waldenburg i. Schlesien.

Von Waldenburg in Schlesien erstreckt sich von den Butterbergen an in südöstlicher Richtung bei 2—3 km Breite und 8 km Länge ein zusammenhängender Eruptivzug bis nach Donnerau. Er beginnt in der Mitte des östlichen Teiles des Meßtischblattes Waldenburg und tritt bei seinem südlichen Fortstreichen auch auf den westlichen Teil des Blattes Charlottenbrunn über, um an seinem Südende noch die nordöstliche Ecke von Blatt Friedland und die nordwestlichste von Blatt Rudolfswaldau zu erreichen.

An seiner Zusammensetzung beteiligen sich hauptsächlich verschiedenartige Porphyrtuffe, die man nach ihrem Gefüge in feinkörnige, klein-, grob- und großstückige unterscheiden kann. Zu den feinkörnigen Porphyrtuffen zählen auch die im Gebiet nicht seltenen Pisolithtuffe bei Reußendorf und Steingrund. Decken von Porphyren und Melaphyren erscheinen als Einschaltungen zwischen den Porphyrtuffen; einige Melaphyrtuffe kommen im südlichen Eruptivgebiete bei Reimsbach vor.

Zahlreiche und zum Teil mächtige Porphyrgänge durchbrechen namentlich an der Westseite die so zusammengesetzte Eruptivstufe, die ungleichförmig die obercarbonischen, nämlich Weißsteiner und Saarbrücker Schichten und in ihrem südlichen Ende auch die untersten Stufen der Unterkuseler bedeckt und in die Oberkuseler Schichten bei Reimsbach und Donnerau eingreift.

Der Eruptivzug stellt ein altes Vulkangebiet dar, von dem gegenwärtig nur Überreste, Ruinen von alten Vulkanen, erhalten geblieben sind. Dieser eigenartige Charakter wird

ihm vorzugsweise durch zahlreiche Schlote, die meist mit Porphyry oder Melaphyr sowie seltener von Porphyrtuff (bei Nesselgrund) erfüllt sind, verliehen. Sie haben die carbonischen oder die rotliegenden Schichten nebst den sie überlagernden Tuffen an zahlreichen Stellen durchbrochen.

Bevor die glutflüssigen Massen in der Tiefe der Schlote als Porphyry oder Melaphyr erstarrten, warfen die Schlote einerseits lose vulkanische Produkte in Form von Aschen, Lapilli und Bomben, die jetzt als Tuffe teilweise noch erhalten sind, aus; andererseits brachen aus den Schloten saure und basische Magmen in Form von Lavaströmen hervor, die über die bereits ausgeworfenen Tuffe der Aschenkegel herabflossen und sich als Porphyry- und Melaphyrdecken darüber ausbreiteten. Die Eruptionsschlote haben teils eine kreisrunde, teils eine elliptische Umgrenzung. Ihre Größe ist verschieden. Es gibt kleine und größere Schlote, deren Durchmesser oder Achsen 20—30 m, 50—70 m und 100—500 m betragen.

Nach ihrer Verbreitung sind die Schlote nicht nur auf den noch erhaltenen Eruptivzug beschränkt, sondern sie treten isoliert von ihm in näherer und größerer Entfernung an seiner Ostseite und Südostseite im Obercarbon bis zur westlichen Grenze der Gneisformation des Eulengebirges auf. Dadurch bekunden sie zugleich die ehemalige größere Ausdehnung des alten paläozoischen Vulkangebietes, das sich von Charlottenbrunn östlich und im Süden bis nach Nieder-Wüstegiersdorf erstreckte. Wahrscheinlich griff es nach Osten zu noch weit in das angrenzende mittlere Eulengebirge, nämlich von Charlottenbrunn und Nieder-Wüstegiersdorf bis nach Wüstewaltersdorf über, bis wohin zahlreiche Porphyrgänge im Gneis und Culm auftreten.

In dem ersteren Gebiete, also innerhalb des Obercarbons, hat die abgeschlossene Kartierung 40, nämlich 24 von Porphyry und 16 von Melaphyr erfüllte Eruptionsschlote, die zu dem Eruptivzug in engerem und weiterem Sinne zählen, nachgewiesen.

Im eigentlichen Eruptivzug kann man aus der Lagerung der Porphyrtuffe und der Porphyry- und Melaphyrdecken erkennen, welchen Schloten sie ihren Ursprung verdanken; man kann also noch Überreste von Aschenkegeln nachweisen. Ein besonders treffliches Beispiel bietet hierzu der Scholzenberg bei Steingrund, wo ein Eruptionsschlot von Porphyry nach SO von einem Porphyry-Tuffmantel mit einem Porphyrystrom teilweise umgeben wird. Das Porphyrytuffgebiet des Langenberges, des Ochsenkopfes und Kaudersberges zwischen Steingrund, Nesselgrund und Neuhaus hat 3 Melaphyrschlote (am Langen-

berge und Ochsenkopf), 2 Porphyrschlote (bei Nesselgrund am neuen Waldwege und Neuhaus) und den Porphyrtuffschlot westlich von Nesselgrund aufzuweisen. In dem Tuffgebiete, das von der Haltestelle Steingrund südlich über den Winkelberg bis zum Mittelberge sich erstreckt, sind 4 Porphyrschlote und 1 Melaphyrschlot vorhanden.

Die Porphyrtuffe am linken Gehänge des Reimsbachtals und südlich desselben bei Reimsbach lassen sich auf die beiden Schlote, der eine von Felsitporphyr, der andere von Melaphyr erfüllt, die südlich des Tales anstehen, beziehen, denn sie fallen allseitig von diesen Punkten ab.

Die nach S fallenden Porphyrtuffe des Lorbeerberges westlich von Bahnhof Charlottenbrunn haben ihren Schlot in dem Quarzporphyr mit großen Einsprenglingen, der im Alten Gehege ansteht; zwei Melaphyrschlote durchbrechen die Porphyrtuffe südlich und westlich des Lorbeerberges. Die Porphyrtuffe des Köhlerberges bei Donnerau, die südwestlich und südlich flach einfallen, lassen sich auf die beiden unmittelbar nördlich des Köhlerberges das Obercarbon durchbrechenden kleinen Melaphyrschlote beziehen. Kleine Schlote, jedenfalls von Nebenkratern, und zwar drei von Porphyr und einer von Melaphyr erfüllt, setzen im Porphyrtuff und in den Oberen Weißsteiner Schichten des östlichen Köhlerberges auf.

Bei der Kartierung dieses interessanten, vorstehend nur ganz kurz geschilderten paläozoischen Vulkangebietes habe ich an vier Punkten auch Kugelporphyre, die für das Gebiet und für Schlesien neu sind, aufgefunden.

1. Die Kugelporphyre vom Kohlberge bei Reußendorf (Blatt Waldenburg).

In den Porphyrtuffen, die zwischen Reußendorf, Bärengrund und Steingrund das waldige Gebiet des Kohlberges bis zum Langenberge hauptsächlich zusammensetzen, ist eine 1 km lange und ungefähr 20—30 m mächtige Porphyrdecke eingeschaltet. Der Porphyr, ein alter Lavastrom, streicht wie die Tuffe in seinem Liegenden und Hangenden von NNO nach SSW mit 15—20° Fallen nach NNW. Von dem Südosthänge des Langenberges verläuft seine untere Grenze über den Gipfel des Kohlberges hinweg und endet an dessen nordwestlichem Gehänge und in dem dort eingeschnittenen Erosionstälichen, in dem auch seine hangende Grenze nach SSW teilweise hinstreicht. Nach ihrer Lagerung stehen die Porphyrtuffe und die Porphyrdecke zu dem bereits erwähnten, 1 km südöstlich am Scholzen-

berge bei Steingrund vorhandenen Porphyrschlote in Beziehung; sie bilden die zum Teil noch erhaltene Nordwestflanke dieses alten Vulkans.

An der Sohle der Porphyrdecke auf dem Gipfel des Kohlberges habe ich zuerst die Kugelporphyre entdeckt; sie sind dort auf ungefähr 12 m Länge auf der Grenze zwischen dem Porphyrtuffe und dem violett bis graurötlich gefärbten Quarzporphyr der Decke in größeren Gesteinsstücken verteilt.

Einzelne bis fast kopfgroße Porphyrkugeln sind an ihrer Oberfläche von zahlreichen kleineren Kügelchen von Haselnußgröße und darüber bedeckt, die sich gern in bestimmten Ebenen anhäufen. An anderen Gesteinsstücken bis 1,5 Dezimeter Stärke beobachtet man an der Unter- und Oberfläche ei- bis fast faustgroße, mehr halbkugelförmig gestaltete Gebilde, die mehr oder minder eng miteinander verwachsen sind und sich dadurch in ihrem Wachstum beeinflußt haben. Manche dieser Gebilde sind in ihrem Innern hohl oder zum Teil mit einer dichten, fast hornsteinartigen Quarzlage, auf der zahlreiche winzige Quarzkryställchen sitzen, ausgekleidet. Andere, namentlich kleinere haselnußgroße Kugeln zeigen über einem rundlichen festen Kerne zwei, drei oder mehrere uhrglasähnliche, 0,5—1 mm starke Gesteinsschalen und bilden somit Lithophysen. Zwischen einigen fast faustgroßen Kugeln, die 3—4 cm voneinander an der Oberfläche des Gesteinsstückes entfernt liegen, ziehen sich 5—7 cm lange und 0,5—1 cm hohe und 0,5 cm starke, strickartige Wülste in verschiedener Richtung hin. Auf einem andern über 1 Dezimeter breiten und langen sowie 6 cm hohen Gesteinsstück beobachtet man auf der einen gekrümmten Oberfläche 5 Fließkurven, deren jede zahlreiche erbsen- bis haselnußgroße Kügelchen trägt, während ebensolche Kügelchen in den langen und schmalen, rinnenartigen Vertiefungen sitzen, die die Fließkurven voneinander trennen.

2. Die Kugelporphyre nördlich des Kohlberges bei Reußendorf (Blatt Waldenburg).

In den Porphyrtuffen nördlich des Kohlberges bei Reußendorf trifft man in einer Entfernung von 400 m vom nördlichen Ende des Quarzporphyrs des Kohlberges auf eine kleine Decke von Quarzporphyr. Sie erstreckt sich am nördlichen Abhange des Bergrückens in gleicher Richtung zu beiden Seiten des dortigen Waldweges auf eine Länge von 300 m bei 100 m Breite und 3—5 m Mächtigkeit. An seiner Oberfläche sammelte ich eine kleinere, über einen Quadratdezimeter große Gesteins-

platte von 5 cm Stärke, auf deren Oberseite zwei Fließkurven als deutlich wulstige und schwach gebogene strickartige Erhöhungen vorhanden sind. Diese entsprechen vollkommen den wellenförmigen Ausbiegungen, die man unter ihnen an beiden Seiten der Gesteinsplatte wahrnimmt, und die mit der vorhandenen ausgezeichnet feingebänderten und gewellten Fluidalstruktur zusammenhängt und übereinstimmt.

Auf der übrigen, sonst ziemlich ebenen Gesteinsoberfläche sind an zwei Stellen 0,5—1,0 cm tiefe Einsenkungen vorhanden, die eine ist ziemlich 5 qcm, die andere 4 qcm groß. In ersterer Vertiefung sitzen 8 kleine Kügelchen von der Größe einer kleinen Erbse bis eines Kirschkerns, die zum Teil noch traubige Erhöhungen tragen. In der zweiten Vertiefung haben sich dagegen 4 Kügelchen angesiedelt, deren Größe zwischen der eines Kirschkerns und einer Haselnuß schwankt, und die gleichfalls traubige Oberflächen zeigen. Die Unterseite der Gesteinsplatte wird von zahllosen Kügelchen bedeckt; die kleinsten sind linsengroß, die größten haselnußgroß; davon zeigen die meisten eine Verwachsung, aus vielen Teilkügelchen bestehend, wodurch wiederum traubige Gebilde entstehen.

3. Der Kugelporphyr bei der Haltestelle Steingrund (Blatt Waldenburg).

Ein Porphyrschlot von elliptischem Querschnitt durchbricht die Saarbrücker Schichten bei der Haltestelle Steingrund der Eisenbahnlinie Dittersbach—Glatz. Seine größte ostwestlich gerichtete Achse mißt 300 m; die kürzere nordsüdlich 80 m. Der Schlot ist in seiner Mitte durch einen großen Steinbruch aufgeschlossen. Am nördlichen Salbande fanden sich in dem hier zerrütteten Gestein, lose verteilt, eine Anzahl Kugelporphyre.

Auch an dieser Fundstelle gleichen die Kugelporphyre in ihrer Ausbildung zum Teil den bereits in den beiden vorigen Fundpunkten beschriebenen. Es gibt hier kindskopfgroße einzelne Kugeln mit ganz glatter Oberfläche, ohne das übliche Aufsitzen von kleinen Kügelchen, während andere, kleinere, höchstens hühnereigroße, mehrere haselnuß- bis walnußgroße Halbkugeln tragen. Sodann beobachtet man an anderen großen Gesteinsstücken eine Verwachsung von eigroßen, aber fast gleichgroßen kugeligen Gebilden, die in den Zwischenräumen nur kleinere Kügelchen bergen. Von besonderer Schönheit ist das 5 cm starke, 8 cm lange und 7 cm breite Teilstück einer mindestens kindskopfgroßen Kugel, die an den drei ange-

schlagenen Flächen den schaligen Aufbau der Lithophysen zeigt. Während an zwei Seiten die 2—4 mm starken Gesteinsschalen 2—5 mm breite Hohlräume zwischen sich lassen, zeigt die größere Fläche an einer 1 cm breiten größeren Randfläche 10 dünnste Schalen mit dünnsten Hohlräumen, die beide der äußeren Kugelfläche gleichfalls parallel verlaufen.

Dieser feine konzentrische Aufbau setzt sich aber von der Kugeloberfläche nach dem Innern fort; die Gesteinsstreifen, die nur den 3. bis 4. Teil eines Millimeters messen, sind auf den beiden größeren, parallel zueinander gelegenen Flächen mittels einer scharfen Lupe sichtbar.

4. Die Kugelporphyre nordwestlich Donnerau (Blatt Friedland).

Am südwestlichen Ende des Eruptivzuges, wo an den dortigen Porphyrtuffen die Oberen Kuseler Schichten im Süden und Westen abschneiden, und ein kleiner Melaphyrschlot, dessen Achsen 80 m und 100 m messen, die ersteren durchbricht, greift von N her ein mächtiger Porphyrgang ein, indem er an seinem Süden, und zwar an der östlichen Seite, sich lagerartig zwischen die Porphyrtuffe einschiebt. An dieser Stelle, wo diese ostwestlich und fast horizontal verlaufende Apophyse von Porphyrtuff unter- und überlagert wird, wurden an der Sohle des Porphyrs Kugelporphyre gebildet. In ihrer Größe gleichen die isoliert gefundenen Kugelporphyre den bereits beschriebenen Vorkommen; sie sind kindskopf-, ei- und walnußgroß. Während bei jenen die Vollkugel und Halbkugel die Gestalt der Gebilde beherrschen, und die Gesteinsmasse, mit Ausnahme des konzentrischen Aufbaues bei manchen Lithophysen, kompakt ist, zeigen hier fast alle sogenannten Kugeln die Gestalt eines Ellipsoides. Als weiterer Unterschied macht sich aber in allen diesen ellipsoidischen und sphäroidischen Gebilden eine höchst feine Schichtung geltend, die ebenso dem großen Ellipsoid wie den kleinen, die auf ihm sitzen, eigentümlich ist. Sie ist augenscheinlich die Folge von der Fluktuation des Magmas; sie brachte die feine Schichtung der Kugeln wie auch der Gesteinsmasse hervor, in der jene eingeschlossen sich vorfinden. Die an der Sohle des Porphyrs erstarrte Gesteinsmasse hat ihm durch die fließende Bewegung außerdem eine so feine, oft fast mikroskopische Bänderung verliehen, daß selten schöne Fluidalporphyre daraus hervorgegangen sind.

In den vorstehend aufgezählten vier Vorkommen von Kugelporphyrten zeigt sich, daß sie Randbildungen in dem sauren, zu Porphyry erstarrten Gesteinsmagma sind; gleichviel, ob sie an der Sohle, im Dache von Decken oder Lagergängen oder endlich am Rande der Schlotausfüllung auftreten. Auf die Genesis der Kugelporphyre will ich hier noch nicht näher eingehen; dies wird geschehen in einer größeren Arbeit, die ich im Jahrbuche der Preuß. geologischen Landesanstalt über diese Kugelporphyre und über Sphärolithporphyre, die als Bomben in den Porphyrtuffen aus derselben Eruptivstufe von mir gefunden worden sind, mit zahlreichen Tafeln veröffentlichen werde.

An der Besprechung beteiligten sich die Herren SCHEIBE, RAUFF und der Vortragende.

Darauf wurde die Sitzung geschlossen.

v.	w.	o.
RAUFF.		SCHEIBE.

Briefliche Mitteilungen.

10. Bemerkungen über den Rogenstein des Buntsandsteins und über Oolithe.

Von Herrn K. ANDRÉE.

Clausthal, den 4. Mai 1908.

Zu der interessanten Abhandlung von E. KALKOWSKY¹⁾ möchte ich mir einige Bemerkungen erlauben. Was zunächst die äußere Form der Ooide des Rogensteins betrifft, so sind mir Stücke bekannt von ziemlich grobem Korn, bei denen dieselben eine himbeer- oder brombeerartige Oberfläche besitzen, was jedenfalls auf die im Medianschliff, Taf. IV, Fig. 3, abgebildete Kegelstruktur zurückgeht, wie bei den durch Verwitterung und Frost isolierten Ooiden KALKOWSKYS mit „höckeriger Außenfläche“ (a. a. O. S. 78). Eine solche Oberflächenskulptur ist mir bisher von anderen, marinen Oolithen nicht bekannt geworden, und nach den jetzt vorliegenden Untersuchungen ist m. E. die Frage berechtigt, ob die marinen Oolithe und die Rogensteine überhaupt gleichartige Bildungen sind. KALKOWSKY hat eine Bildungsmöglichkeit der Rogensteine (in Salzseen, a. a. O. S. 101) angedeutet, welche mit dem geologischen Auftreten und dem Fehlen von Fossilien wohl im Einklange steht. Es wäre aber keineswegs ausgeschlossen, daß die auf pflanzliche Bildner zurückgehenden Rogensteine im Gegensatze ständen zu den Oolithen der obersten marinen Flachseezonen. Oder gehen etwa auch diese Oolithe, wie ja schon von JOH. WALTHER vermutet worden ist, auf den Lebensvorgang irgendwelcher Bakterien oder dgl.

¹⁾ Oolith und Stromatolith im norddeutschen Buntsandstein. Diese Zeitschr. 60, 1, S. 68—125, Taf. IV—XI.

zurück, die Oolithe, welche erst kürzlich noch von E. PHILIPPI¹⁾ als ein Typus chemischer Kalkausscheidung aus dem Meerwasser angeführt wurden?

Wie dem auch sei, es könnten Oolithe und Rogensteine, trotz verschiedenartiger Entstehungsursachen, doch in einem Punkte ein gleiches Verhalten zeigen, in der Impression, wie KALKOWSKY sich ausdrückt. Es ist das die gleiche Erscheinung, die man, was derselbe ebenfalls anführt, an den Stylolithen und den Geröllen der Kalknagelfluh beobachtet. Auch die Drucksuturen — und vielleicht ein Teil der „Ätzsuturen“ (vgl. meine Ausführungen a. a. O. S. 413) — wären hierhin zu rechnen. Diese Impressionsstruktur dürften die Gesteine im bereits verfestigten Zustande erhalten haben. Das hat schon B. COTTA im Jahre 1851 gerade für den Rogenstein der Asse bei Wolfenbüttel in bezug auf die Entstehung der Stylolithen ausgesprochen²⁾. Denselben ist aber auch bereits, ohne Mikroskop, das Eindringen von Quarz- und Eisensteinkörnern in die „Ooide“ aufgefallen, und er vergleicht dieses Vorkommnis schon mit den eingedrückten „Geschieben der alpinischen Nagelfluhe“. Desgleichen beobachtete B. COTTA aber im Hilskonglomerat in die Kalkschalen von Fossilien ziemlich tief eingedrückte Eisensteinkörner, „so daß sie zuweilen halb darin sitzen und nur halb hervorragen“. Diese Erscheinung findet sich nun in großer Verbreitung in den „Hils-Eisensteinen“ der Umgegend von Salzgitter, und hier gewinnt man wohl den Eindruck, als ob die Kalkschalen bei der Berührung mit den Eisenerzkörnchen und -oolithen angeätzt wären³⁾. Das Gleiche kann ich aber auch für einige Fossilien aus dem Eisenstein des Arieten-Lias von Harzburg behaupten. Die Sammlungen der hiesigen Bergakademie besitzen u. a. aus verschiedenen aufgelassenen Eisensteingruben der Gegend von Salzgitter (wie Grube Marie und Grube Bergmannstrost bei Steinlah) z. B. Schalen von *Terebratula (faba und hippopus)*,

¹⁾ Über Dolomitbildung und chemische Abscheidung von Kalk in heutigen Meeren. Neues Jahrb. Min., Festbd. 1907, S. 437. — Diese interessante Abhandlung, welche sich in einigen Punkten mit einem von mir kürzlich veröffentlichten Aufsatz deckt, erschien erst, nachdem der letztere bereits im Druck war, und konnte daher nicht mehr verwertet werden. Vgl. K. ANDRÉE: Über stetige und unterbrochene Meeres-sedimentation, ihre Ursachen, sowie über deren Bedeutung für die Stratigraphie. Neues Jahrb. Min., Beil.-Bd XXV, 1908, S. 366—421.

²⁾ B. COTTA: Mitteilung an v. Leonhard, 24. Aug. 1851. Neues Jahrb. Min. 1851, S. 817—819.

³⁾ STELZNER-BERGEAT: Die Erzlagerstätten, Leipzig. 1904—06, S. 200.

von *Rhynchonella depressa*, sowie Belemniten, welche über und über, nicht etwa nur an zwei einander gegenüberliegenden Seiten, bedeckt sind mit solchen rundlichen Eindrücken von Eisenoolithen. Dickschalige Austern enthalten anscheinend zwischen den Lamellen der Schale Einlagerungen von Eisenoolithen, gleichsam als ob dieselben von der Schale überwachsen und eingeschlossen worden wären. Vielleicht gibt eine genauere Untersuchung dieser Erhaltungszustände, welche eine meiner nächsten Aufgaben sein soll, Aufschluß über den fraglichen Vorgang und die Entscheidung, ob derselbe mit der Bildung der Eisenoolithe als solcher zusammenhängt — eine derartige „Anätzung“ durch Kalkoolithe ist mir noch nicht aufgefallen — oder ob es sich auch hierbei um eine „Impression“ nach vollendeter Sedimentation und Verfestigung handelt. Allein schon der erwähnte Erhaltungszustand der Belemniten scheint gegen eine nachträgliche Impression zu sprechen. Nehmen wir aber hier eine Anätzung an, dann wird vielleicht auch der Fall eher begreiflich, den KALKOWSKY (a. a. O. S. 111) als „zu schwer verständlich“ anführt, „um wahrscheinlich zu sein“, daß nämlich im Rogenstein ein „sich schnell seitwärts ausdehnendes Stromatoid die oberste Lage der Ooide geradezu angefressen habe, etwa um den Kalk zum Aufbau der eigenen Lagen zu verwenden“.

Was aber die Bildungsbedingungen der marinen Oolithe betrifft, die meist recht gleichförmige Korngröße zeigen, so ist, wie ich kürzlich bereits betont habe (a. a. O. S. 385), wohl eine gewisse Wasserbewegung dafür erforderlich. Daß organische Gebilde auch ohne Rollung Kugelform zeigen können (KALKOWSKY, a. a. O. S. 123), kann hiergegen m. E. nicht angeführt werden. Die einzelnen Oolithkörner dürften sich frei schwebend gebildet haben, und das Gestein war zunächst ein Oolithsand, aber nicht in „festen Bänken“ (E. PHILIPPI, a. a. O. S. 437), denn die Oolithe sind geschichtet und zeigen häufig, meist zwar erst durch Anwitterung hervortretend¹⁾, diskordante Parallelstruktur. Wellenfurchen erwähnt schon B. COTTA (a. a. O. S. 818) von Rogensteinen

¹⁾ Das ist wohl auch der Grund, daß KALKOWSKY (a. a. O. S. 100) bei Rogensteinen diese Art Schichtung im Anstehenden „nur ganz ausnahmsweise“ beobachtete. Ich erinnere mich aber deutlich der schönen Diagonalschichtung in angewitterten Mauersteinen der Ockerhütte. Diese auf rasch wechselnde Wasserbewegung (oder Wind?! vgl. die Oolithsanddünen der Küste von Florida) deutende Schichtung dürfte sich zwar auf solche Stellen beschränken, wo die Ooide nicht mehr in ihrem natürlichen Zusammenhange in „Beutelu“ oder „Stromatolithen“ vorhanden sind.

der Asse. KALKOWSKY hat sie nicht beobachtet. Es wäre ja nun zwar nicht ausgeschlossen, daß buckelige Oberflächen von Stromatolith Wellenfurchen vorzutäuschen imstande sind, doch glaube ich, solcher auffälliger, riffartiger Massen hätte COTTA, wenn er sie gesehen hätte, Erwähnung getan. Diagonalschichtung und Wellenfurchen sind Eigenschaften, welche einem als feste Masse sich bildenden Gestein, wie Riffbildungen, stets fehlen. Manche Verhärtungen lockerer Sedimente unter der Meeresbedeckung gehen aber auf diagenetische Vorgänge (im Sinne von JOH. WALTHER: Einleitung in die Geologie usw., Jena 1893/94, S. 699, 849) oder chemische Ausscheidung aus dem Meereswasser zurück; und so erklärt sich auch der Fall, den E. PHILIPPI nach JAEKEL aus dem Schaumkalk des unteren Muschelkalks von Freiburg a. U. erwähnt (a. a. O. S. 438). Hier ist die Sedimentation durch irgendwelche Vorgänge unterbrochen (siehe meine Ausführungen a. a. O. S. 399), und der von Oolithsand bedeckte Meeresboden mit den verschiedensten Schlepp- und Kriechspuren ziemlich rasch verfestigt worden, bevor sich die Crinoiden mit kegelförmiger Wurzel anhefteten.

Neueingänge der Bibliothek.

- ANDRÉE, K.: Über den Erhaltungszustand eines Goniatiten und einiger anderer Versteinerungen aus dem Banderz des Rammelsberger Kieslagers. S.-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geol. XVI, 4. Berlin 1908.
— Schwerspat mit Lamellen vom Rosenhof bei Clausthal. S.-A. aus: Centralbl. Min. 1908, Nr. 8. Stuttgart 1908.
— *Nautilus* in der Culm-Grauwacke des Oberharzes. S.-A. aus: Centralbl. Min. 1908, Nr. 10.
- FISCHER, E.: Bericht über die fünfzigjährige Jubelfeier der Gesellschaft von Freunden der Naturwissenschaften in Gera-Reuß. Gera-Untermhaus 1908.
- GAGEL, C.: Die Caldera von la Palma. S.-A. aus: Zeitschr. Ges. f. Erdk. Berlin, Jahrg. 1908, 3 u. 4. Berlin 1908.
- HAMBLOCH, A.: Trass and its practical use in Building. Andernach a. Rh. 1908.
— Le Trass et son emploi pratique dans les constructions. Andernach 1908.
- LORENZ, TH.: Über den Gebirgsbau Mitteldeutschlands. S.-A. aus: Ber. über d. Versamml. d. Niederrh. geol. Ver. 1907, 2. Hälfte (Colloquium zu Marburg). Bonn 1908.

- PHILIPPSON, A.: Landeskunde des europäischen Rußlands nebst Finnland. Sammlung Göschen. Leipzig 1908.
- SCHUSTER, ARTH.: The diurnal variation of terrestrial Magnetism. S.-A. aus: Phil. Transactions Royal Soc. London 1908.
- STEINMANN, G.: Über die neuerdings in alt- und vorquartären Schichten gefundenen Menschenspuren. S.-A. aus: Sitz.-Ber. Niederrh. geol. Vereins. Bonn 1908.
- Die Entstehung des Nephrits in Ligurien und die Schwellungs-metamorphose. S.-A. aus: Sitz.-Ber. Niederrh. Ges. f. Natur- u. Heilk. Bonn 1908.
- Das Alter der Schieferformation im Feuerlande. S.-A. aus: Centralbl. Min. 1908, Nr. 7.
- und WILCKENS, O.: Kreide und Tertiärfossilien aus den Magellans-ländern, gesammelt von der schwedischen Expedition 1895—1897. S.-A. aus: Arkiv för Zoologi utg. af Svenska Vetensk.-Ak. Stockholm IV, 6. Uppsala und Stockholm 1908.
- STREMMER, H.: Über Kaolinbildung. S.-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geol. XVI, 3. Berlin 1908.
- Das polymerisierende Erdöl als Wärmequelle im Erdboden. S.-A. aus: Centralbl. Min. 1908, Nr. 9.
- STUTZER, O.: Versuche über das Eindringen schmelzflüssiger Metallsulfide in Silikatgesteine. S.-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geol. XVI, 3. Berlin 1908.
- WILCKENS, O.: Die neue geologische Landesanstalt von Neu-Seeland. S.-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geol. 1908, XVI, 2.
- Über die Verbreitung der Basaltgänge in der Umgebung von Freiburg i. Br. S.-A. aus: Centralbl. Min. 1908, Nr. 9.
-

Monatsberichte

der

Deutschen geologischen Gesellschaft.

Nr. 7.

1908.

Protokoll der Sitzung vom 1. Juli 1908.

Vorsitzender: Herr BEYSLAG.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung und erteilt dem Schriftführer das Wort zur Verlesung des Protokolls der Junisitzung, das genehmigt wird.

Zur Aufnahme als neue Mitglieder der Gesellschaft sind angemeldet:

Herr Oberlehrer Dr. K. WILH. WERNER, Rixdorf, Kaiser Friedrichstr. 64, vorgeschlagen von den Herren JANENSCH, HENNIG und STREMMER;

Herr Professor RUDOLF STRASSER, Heidelberg, Werderstraße 32, vorgeschlagen von den Herren SALOMON, BOTZONG und BECKER;

Herr cand. geol. GÜNTHER DYHRENFURTH, Breslau, Schuhbrücke 38/39, vorgeschlagen von den Herren FRECH, W. VOLZ und WYSOGORSKI;

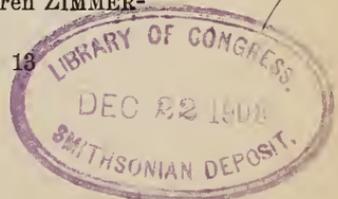
Herr Bergbaubeflissener W. RÖCHLING, Berlin N. 4, Invalidenstr. 44, vorgeschlagen von den Herren RAUFF, BEYSLAG und SCHEIBE.

Der Vorsitzende machte Mitteilung von dem am 3. Juni d. J. zu Leipzig erfolgten Ableben des Herrn Professor Dr. HAZARD, Sektionsgeologen und Agronomen. Die Versammlung erhob sich zu Ehren des Verstorbenen.

Der Vorsitzende legte sodann die neu eingegangenen Schriften und Karten vor und besprach sie.

Herr GOTHAN sprach über die Klimadifferenzierung im Jura und in der Kreide und die fossilen Pflanzenreste. (Vorläufige Mitteilung.)

An der Besprechung beteiligten sich die Herren ZIMMERMANN, FRAAS und der Vortragende.



Herr E. ZIMMERMANN-Berlin berichtet über das Palaeozoicum bei Görlitz und die Auffindung devonischer Trilobiten daselbst.

Das Lausitzer Schiefergebirge, das sich an der Nordgrenze des Königreichs Sachsen und zugleich der großen Lausitzer Granitplatte hinzieht und meist nur in Gestalt einzelner niedriger Kuppen, gelegentlich auch wohl mehrere Kilometer langer Rücken aus dem hier schon große Flächen zusammenhängend bedeckenden Diluvium erhebt, hatte bisher an Fossilien nur Graptolithen des Mittel- bzw. Obersilurs geliefert (bei Lauban und Niesky) sowie eine *Lingula*, die als die unter-silurische *Rouaulti* bestimmt worden ist (Dubrau bei Niesky), und war infolgedessen in seiner Gesamtheit zum Silur gestellt worden.

Es lassen sich nun aber — zunächst petrographisch — parallel zur Granitgrenze mehrere Zonen unterscheiden.

Die vom Granit aus erste Zone hat auf seiner neuen Übersichtskarte von Sachsen CREDNER bis in die Stadt Görlitz hinein als kontaktmetamorphen, weiterab als unveränderten Culm dargestellt, und zwar bei Görlitz wohl mindestens mitbestimmt durch die Autorität von Herrn E. WEISE-Plauen, der den vogtländischen Culm so genau kennt. Ob ihm auch paläontologische Beweise zur Verfügung standen, ist mir unbekannt. Als ich bei Übersichtsbegehungen diese Gesteine sah, schien auch mir die petrographische Übereinstimmung der Tonschiefer und feinkörnigen Grauwacken, die ganz ausschließlich diese erste, $\frac{1}{2}$ —4 km breite Zone zusammensetzen, mit den mir ja auch so gut bekannten, stratigraphisch absolut sicheren Culmgesteinen Thüringens, und ebenso mit zahlreichen, auch paläontologisch absolut sicheren Culmgesteinen der Freiburg-Waldenburger Gegend so außerordentlich groß, daß ich, trotzdem bei Görlitz noch keine Fossilien, noch nicht einmal die sonst in entsprechenden Gesteinen nicht seltenen Pflanzenhäcksel gefunden sind, schon von selbst zu der Bestimmung als Culm gekommen bin und demnach mich der CREDNER-WEISEschen Auffassung nur anschließen kann. Der Nordteil der Stadt Görlitz, durch die die Granitgrenze von SO nach NW quer hindurch verläuft, steht auf dem im Granitkontakt veränderten Teile dieser Culmzone. In der Streichrichtung nach NW habe ich diese Zone zunächst bis Ober-Rengersdorf, nach SO bis Ober-Moys, Hermsdorf und Lauterbach verfolgt.

An der Nordostgrenze dieser ersten Zone ist (am untersten Hause von Kunnersdorf in einer Felswand und einem

leider verfallenen und zu einem tiefen Wasserloch gewordenen Steinbruch) noch ein Gestein von besonderer Bedeutung aufgeschlossen, ein grauer, durch kleine Crinoidenglieder etwas kristallinischer Kalkstein, der ganz dem ostthüringischen Kohlenkalk gleicht und auch von E. WEISE schon als solcher angesehen worden ist. Leider habe ich darin keine anderen Fossilien gefunden. Jedenfalls aber paßt er, und ebenso (petrographisch) eine an derselben geologischen Grenze weiter südostwärts aufgeschlossene grobe bis kleinkonglomeratische Grauwacke, zu der Bestimmung der ersten Zone als Culm recht gut.

Mit der ersten Zone parallel von NW nach SO streicht nun, auch orographisch sich besonders scharf hervorhebend (nämlich den 8 km langen, fast ununterbrochenen, in jener Gegend höchsten Bergrücken des Geiers-, Galgen- und Schafberges bildend), von Ober-Rengersdorf bis Ober-Ludwigsdorf eine zweite, etwa 500 m breite und wahrscheinlich etwa ebenso mächtige, sehr auffällige Gesteinszone, die kurz als Kieselschieferkonglomerat bezeichnet sei. Östlich der Neiße scheint diese Zone fast verschwunden zu sein; sie ist mir hier vorläufig nur in zwei sehr kleinen Inseln (am Hennersdorfer Dorfteich und an der Ziegelei bei den Troitschendorfer Feldhäusern) bekannt.

Dieses Konglomerat enthält außer bis über faustgroßen Geröllen von schwarzem, grauem und zumeist sogar fast ganz weiß und weich gewordenem Kieselschiefer auch solche von einem weißen Quarzit (wahrscheinlich Dubrauquarzit) und von Grauwackensandstein. Nur selten sind diese Gerölle wohl gerundet; gewöhnlich aber erkennt man ihre Form infolge einer schieferungsartigen Zertrümmerung gar nicht deutlich, und das Gestein sieht dann eigenartig flaserig schwarz und weiß marmoriert aus; oft ist es durch Eiseninfiltration auch dunkelrot marmoriert und überdies mehr als jedes andere dortige Gestein von Quarzadern durchzogen; der Quarz darin ist meist stenglig ausgebildet, mit freien Krystallenden und mit zonalem Aufbau (Kappenquarz). Wichtig ist, daß Gerölle von Quarz vollständig fehlen. Das Gestein ist gänzlich ungeschichtet und fossilfrei, führt aber eine mehrere Meter mächtige Einlagerung gewöhnlichen Tonschiefers.

Eine dritte, sehr schmale, ebenfalls von NW nach SO streichende Zone von Tonschiefeln tritt wenig aus dem Diluvium hervor und ist noch unvollständig untersucht; sie scheint auch Grauwacken von der Art der culmischen zu

führen. An ihrem Nordostrande steht auf einem Quarzgange die Kupfergrube Maximilian mit noch ungeklärten Lagerungsverhältnissen¹⁾.

In allen Aufschlüssen in diesen Zonen ist das Fallen senkrecht oder überaus steil und dann bald nach NO, bald nach SW gerichtet, aber auch in diesen Fällen ist kein Anlaß, eine mit Schichtenwiederholung verbundene Faltung gewöhnlicher Art anzunehmen, sondern es scheint richtiger, überall nur ein leichtes Schwanken um die seigere Stellung anzunehmen, also ohne Schichtenwiederholung.

Wiederum mit parallelem Gesamtstreichen von NW nach SO folgt — aus der Nieder-Rengersdorfer Flur bis zur Nieder-Ludwigsdorfer fortsetzend und auch noch östlich der Neiße bei Hennersdorf erscheinend — eine vierte Zone; diese ist durch etwa 12—15 sehr tiefe, meist schon lange verfallene, z. T. aber neuerdings wieder in lebhaften Betrieb genommene Kalksteinbrüche bezeichnet. Dieser Ludwigsdorfer Kalkstein ist meist ganz massig oder grob und unscharf gebankt, hochkrystallin, von einem dichten Netzwerk feiner Kalkspatschnüre durchzogen, die das wohl einmal gänzlich zerpreßte und zerstückelte Gestein wieder ausgeheilt und verfestigt haben. Am Rande der Brüche ist oft aber auch andersartiger Kalkstein aufgeschlossen, wird indes als minderwertig nicht ausgebeutet: ein knotiger, roter Kalkstein mit Flasern violettroten Tonschiefers und auch mit Zwischen- oder Auflagerungen stärkerer Zonen reinen solchen Schiefers, oder aber auch ein braungrauer, glimmerigsandiger, mergeliger Tonschiefer mit einzelnen laibförmigen Kalkknollen.

Während nun die Hauptkalke bisher noch keine Versteinerungen geliefert haben und zufolge ihrer Gesteinsbeschaffenheit auch kaum erwarten lassen, haben die letztgenannten Knollen eine kleine, noch unsicher bestimmbare Muschel (*Mytilus-* oder *Lingula-*ähnlich), die roten Tonschiefer aber eine größere Zahl von Trilobitenresten geliefert, meist kleine Schwänzchen, die nach der Bestimmung des Herrn DIENST Phacopiden oder Proetiden sind und für Devon sprechen; die Gesteinsbeschaffenheit gleicht der bekannten der Cypridinen- oder Venusta-Schiefer, doch haben sich diese Versteinerungen noch nicht gefunden.

Mit diesen Trilobitenfunden ist ein weiterer Fortschritt in der Horizontierung des niederschlesischen Schiefergebirges

¹⁾ In dieser Grube sind phosphoritische Kugeln mit Graptolithen gefunden!

angebahnt, und sie werden hoffentlich den bisher so oft enttäuschten Sammeleifer in jener Gegend neu beleben.

Wie aber das erwähnte Vorkommen von Graptolithen in der Grube Maximilian am Südrand des Kalkzuges darauf hinweist, daß dort Culm und Devon nicht normal, sondern unter Lagerungsstörungen, mit eingequetschten Silurschollen, aneinanderstoßen, so dürfte auch wieder die Nordgrenze des Kalksteinzuges durch eine streichende oder spießbeckige Verwerfung bedingt sein; denn es folgen jetzt als eine fünfte Zone (von Emmrichswalde nach Kodersdorf streichend) graptolithenführende Kiesel- und — anscheinend eng damit verbunden, aber bisher fossileer — sehr mächtige, eigenartige, mir noch von nirgend anderswoher bekannte helle Hornsteinschiefer, die dann auch silurisch sein würden. Zwischendurch treten aber auch Kuppen von Diabas, grobkörnigem und mandeligem, — von Porphyrit und von Quarzporphyr und Züge von Quarzit aus dem Diluvium hervor, deren gegenseitige Beziehungen alle ebenfalls erst noch zu erforschen sind. —

Erwähnt sei schließlich noch aus der drei Meilen nordwestlich von Görlitz liegenden Berggruppe der Dubrau zwischen Niesky und Weißenberg, daß der dortige Quarzit (Dubrauquarzit), der gelegentlich die *Lingula Rouaulti* führt und darum ebenfalls schon auf der bis dahin reichenden CREDNERschen Übersichtskarte zum Untersilur gestellt ist, zwar meist feinkörnig und dünenartig rein ist, ja sogar (bei Horscha) zu wirklichen windbewegten Dünen wieder zerfällt (ein wunderbarer Anblick bei einem so alten, von Quarzgängen durchzogenen Quarzit!), daß aber darin auch sehr grobsandige, ja selbst kiesige und konglomeratische Bänke (mit Quarz- und Kieselschiefergeröllen) vorkommen, und die feinen wie die größeren Bänke von senkrechten Zylindern nach Art der Arenicoliten oder Scolithen durchsetzt werden. Und von Interesse ist, daß das obengenannte culmische Kieselschieferkonglomerat hier (den Collmer Gemeindeberg bildend) nach langer Unterbrechung auch wieder auftaucht, vermutlich grabenförmig eingesunken zwischen dem Hauptgebiet des Dubrauquarzits (in der Dubrau) und dessen bei Horscha und See (nach Niesky zu) gelegenem Nebengebiet, wo dieser Quarzit mit Kieselschiefern verknüpft ist, die Graptolithen und massenhaft Radiolarien führen und Kallait und Wawellit geliefert haben.

An der Besprechung beteiligten sich Herr MICHAEL und der Vortragende.

Herr E. FRAAS, Stuttgart, berichtet über seine Funde von Dinosauriern in Deutsch-Ostafrika.

Von einer Ausführung dieses Gegenstandes kann hier abgesehen werden, da inzwischen seine Arbeit hierüber in den *Palaeontographica*, Bd. 55, 1908, und eine gedrängte Zusammenstellung in den *Württ. naturw. Jahreshften*, Bd. 64, 1908, S. LXXXIV erschienen ist. Es möge nur kurz bemerkt sein, daß es sich um Beobachtungen über die Kreideformation im Bezirk Lindi handelt, wobei der Redner zwei facieell scharf getrennte Horizonte unterscheidet. Der untere trägt einen durchaus marinen Charakter mit der von MÜLLER in BORNHARDTs Ostafrika-Geologie beschriebenen aber durch neuere Funde wesentlich erweiterten Fauna, die im allgemeinen auf untere Kreide (Neocom) hinweist, vielleicht aber bis in das Cenoman hinaufgeht, und hauptsächlich durch Trigonien charakterisiert ist. Über diesen Schichten lagern ausgesprochen terrestrische Bildungen, welche im wesentlichen mit BORNHARDTs Makonde-Schichten zusammenfallen und in diesen konnten ausgiebige Fundstätten von Dinosauriern nachgewiesen werden. Eine systematische Ausbeutung der hervorragenden Fundplätze am Berge Tendaguru ist dringend erwünscht und wird das vom Redner gesammelte Material vervollständigen. Immerhin konnte schon jetzt festgestellt werden, daß es sich um sauro-pode Dinosaurier von der Größe und Gestalt des *Morosaurus* und *Diplodocus* handelt, die aber in mancher Hinsicht ein eigenes Gepräge tragen und als *Gigantosaurus* (E. FRAAS non SEELEY) *africanus* und *robustus* beschrieben wurden.

An der Besprechung beteiligten sich Herr JENTZSCH und der Vortragende.

Herr J. KUNTZ sprach über die Herkunft des Goldes in den Konglomeraten des Witwatersrandes. [Als Erwiderung auf den Vortrag des Herrn Dr. VOIT in der Mai-Sitzung dieses Jahres¹⁾.]

Von den 3 Theorien, welche zur Erklärung der Herkunft des Goldes in den Witwatersrandkonglomeraten aufgestellt wurden, ist die sogenannte „Infiltrations“theorie, wie in dem VOITschen Vortrage auch zugegeben, heutzutage in Südafrika die fast allgemein anerkannte, und auch die auf eigener An-

¹⁾ Vergl. Monatsber. 5, S. 107 ff.

schauung basierte Ansicht hervorragender auswärtiger Fachleute wie BECKER (1898) und GREGORY (1905) haben nicht vermocht, darin eine Änderung zugunsten der von ihnen vertretenen sogenannten „Placer“theorie (fossile Seifen) hervorzurufen. Die von VOIT verfochtene Präzipitationstheorie ist ganz zurückgetreten und hat, in Südafrika wenigstens, wo sie nie ernstlich in Betracht gezogen wurde, kaum noch Anhänger. In den Berichten der Geologischen Gesellschaft von Südafrika ist genügend Stoff zur Information über diese Fragen vorhanden, in den folgenden Ausführungen möchte ich näher auf die von VOIT berührten Punkte eingehen.

Der erste Grund, den letzterer gegen die Infiltrationstheorie anführt, ist, daß er den sekundären Quarz in den Konglomeraten nicht als Gangart ansieht, sondern als ausschließlich durch Druckwirkung verursachte Verkieselung betrachtet. Gewiß hat der hohe Druck, dem die steil aufgerichteten Schichten ausgesetzt gewesen sind, viel zur Veränderung derselben beigetragen, doch ist deshalb eine Zuführung neuer Mineralien bei der Metamorphosierung speziell der Konglomerate nicht ausgeschlossen gewesen.

Das erwähnte Vorkommen von Calcit auf der Meyer and Charlton-Grube habe ich vor 13 Jahren selbst Gelegenheit gehabt zu untersuchen. Die Calcitisierung hat natürlich keinen Einfluß auf den Goldgehalt, da die übrigens jetzt noch zirkulierenden kalkhaltigen Lösungen keinen Pyrit und Gold mit sich führen. Das Vorkommen zeigt aber, wie auch heutzutage noch von einer Kluft aus eine ganze Zone der angrenzenden Konglomeratschichten allmählich imprägniert und umgewandelt werden kann.

Übrigens ist dies nicht der einzige Fall von Calcitisierung. Professor YOUNG¹⁾ beschreibt einen Dünnschliff von calcitisiertem „pyritic band“, welches der Matrix des veränderten Konglomerates entspricht. Außerdem fand YOUNG an typischen Gangmineralien noch Pyrrhotit und Tellurgold. Überhaupt geben die interessanten Untersuchungen von YOUNG, auf die ich hier speziell verweisen möchte, völlige Klarheit über die authigene Natur der Matrix.

Die Ausfüllungsmasse zwischen den Geröllen besteht demnach außer aus primären Quarzstückchen aus folgenden sekundären Mineralien:

¹⁾ „Notes on the auriferous conglomerates of the Witwatersrand by R. B. YOUNG, Johannesburg.“ Aus den Abhandlungen der Geol. Ges. von Süd-Afrika, Vol. X, 1907.

1. Sekundärer Quarz meist als feinkörniges Mosaik und (unter dem Mikroskop) von dem primären Quarz dadurch zu unterscheiden, daß er im Gegensatz zu letzterem keinerlei Einschlüsse zeigt.

2. Krystalliner Pyrit als einzelne Krystalle, als Aggregate und als Knollen, die teils als konkretionäre Bildungen, teils als Pseudomorphosen nach Quarzgeröllen, nie aber als Pyritgerölle zu erklären sind.

3. Chloritoid, stellenweise in Chlorit und Sericit umgewandelt oder von Quarz verdrängt. Daraus, daß dieses Mineral überall idiomorph im Pyrit vorkommt, ist zu schließen, daß von Anfang an, wenn überhaupt, nur eine ganz geringe Quantität Pyrit in den Konglomeraten anwesend gewesen sein kann.

4. Das Gold tritt fast immer in Begleitung des Pyrites auf als unregelmäßige Körnchen teils mit Pyrit verwachsen, teils auf ihm aufsitzend. Auch da, wo es in das körnige Aggregat des sekundären Quarzes eingebettet erscheint, mag es mit Pyrit in Verbindung gewesen sein, der nicht in der Ebene des Dünnschliffes lag.

Bei dem Pyrit lassen sich deutlich mindestens 2 Niederschlagsperioden beobachten, die erste gleichzeitig mit dem sekundären Quarz, die zweite später. Zur letzteren gehören die Knollen, die zum Teil primären sowohl wie sekundären Quarz verdrängen. Beide Pyritarten zeigen Verwachsungen mit Gold, stellenweise sitzt letzteres auch auf den Knollen äußerlich auf. Den beiden Niederschlagsperioden des Pyrites entsprechen also auch mindestens 2 Niederschlagsperioden des Goldes, und zwar weist die spätere Periode das gröbere Gold auf. Der Pyrit der späteren Ausfällungsperiode schließt oft Krystalle von Chlorit und Sericit völlig ein, welche also schon vor Zuwanderung des Pyrites dagewesen sein müssen.

Wie die Quarzgerölle, so sind auch die Pyritknollen bisweilen von kleinen Klüften und Spalten durchzogen, die mit Chalcedon ausgefüllt sind. Nach der gleichen Richtung der Spalten im Pyrit und in angrenzenden Geröllen zu schließen, verdanken sie einer gemeinsamen Ursache ihre Entstehung; der größte Druck scheint demnach erst lange nach der Silicisierung und Cementierung erfolgt zu sein und wahrscheinlich erst in der letzten Periode der Aufrichtung der Schichten. Die erste Silicisierung braucht deshalb auch nicht unbedingt als eine Folge hohen Druckes angesehen zu werden. Andere Konglomerate des Witwatersrandes, welche kein oder nur

wenig Gold enthalten, haben ein Cement, welches hauptsächlich aus klastischem, also primären Material besteht und viel weniger silicisiert ist als das der goldreichen Konglomerate, trotzdem beide Arten demselben Druck unterworfen waren.

Die späteste Zuwanderung mineralischer Substanzen in die Konglomerate stellt das schon erwähnte Vorkommen von Calcit und Pyrrhotit dar. Letzterer verdrängt außer dem sekundären Quarz auch den in den kleinen Klüften der Gerölle und Pyritknollen enthaltenen Chalcedon.

Der 2. Grund, der gegen die Infiltrationstheorie angeführt wurde, ist die vermeintliche Abwesenheit von Zufuhrkanälen. Es ist richtig, daß A. STELZNER, mein verehrter Lehrer, mit dem ich während der ersten Jahre meines Aufenthaltes in Südafrika darüber in Briefwechsel stand, ein Anhänger der Präzipitationstheorie war, aber nicht etwa deshalb, weil ihn diese mit Bezug auf die Konglomerate befriedigt hätte, sondern weil er für die Annahme einer der beiden anderen Theorien auf noch größere Schwierigkeiten zu stoßen schien. Er wollte sich erst dann für die Infiltrationstheorie erklären, wenn es gelänge, goldhaltige Zuführungskanäle zu den Konglomeraten nachzuweisen. Es wäre ja nicht schwierig gewesen, die vielen Klüfte und Gänge, welche die Konglomerate durchsetzen, gründlich zu untersuchen, doch ließ man sich dort bei Untersuchungen mehr von praktischen als von wissenschaftlichen Gesichtspunkten leiten. Außerdem erfuhr man von solchen Entdeckungen, nur wenn es sich um einen höheren Goldgehalt handelte. So wurde in der „City and Suburban“-Grube sowie in der „Meyer and Charlton“ ein Diabasgang gefunden, von dem einige Proben bis 12 g Gold enthielten, der aber dann nicht weiter beachtet wurde, weil der Durchschnittsgehalt weit unter Abbauwürdigkeit war. Ähnliche Vorkommen mögen auch anderweit gefunden worden sein, ohne daß sie weiter bekannt geworden sind; erwähnen möchte ich noch die goldhaltigen Quarzgänge, die südlich von Greys Mynpacht am westlichen Rand vorkommen, und deren Cementationszone früher von einzelnen Goldsuchern ausgebeutet wurde.

Das von VOIT angeführte Vorkommen in der Ferreiragrube habe ich selbst Gelegenheit gehabt zu untersuchen. Es handelte sich dort nicht um einen Quarzgang, sondern um einen Diabasgang, der apophysenartig in die von ihm durchschnitene Konglomeratschicht eingedrungen war. Während der Gang selbst nur wenige Gramm oder nur Spuren von Gold enthielt, war der apophysenartige Zweig voll von sichtbarem Gold, und auch das Konglomerat (Southreef) war über-

all da, wo es an den Gang anstieß, abnorm reich (über 6000 g p. Tonne). Unter der Konglomeratschicht lief stellenweise eine Quarzschicht, die aber nur wenig Gold enthielt. Bemerkenswert ist auch, daß in der unmittelbaren Nähe des Ganges der Diabas derartig in das Konglomerat eingedrungen war, daß er zum Teil die Zwischenräume zwischen den Geröllen ausfüllte. Belegstücke sind in meinem Besitze und in der Sammlung der Freiburger Bergakademie. Ein Zusammenhang zwischen dem Goldgehalt von Quarzgängen und dioritischen und diabasischen Eruptivgesteinen scheint auch anderweitig in Afrika (Rhodesia, Deutsch-Ostafrika, Madagaskar) vorhanden zu sein.

Übrigens würde m. E. das Fehlen von nachweisbaren Mengen Gold in den Zuführungskanälen kein zwingender Grund gegen die Annahme derselben sein. Würden die in der Regel aufsteigenden Lösungen ihren Mineralgehalt schon in den Zufuhrkanälen abgeben, so würden letztere sehr bald verstopft sein. Es läßt sich vielmehr annehmen, daß erst nach dem Eindringen der Lösungen in die Konglomerate und bei ihrer Abkühlung ein Niederschlag von Pyrit, Gold und anderen Mineralien stattfand. In der Tat gibt es zahlreiche Beispiele, wo ein sehr deutlicher Einfluß auf den Goldgehalt der angrenzenden Teile der durchschnittenen Konglomerate von solchen Klüften und Gängen ausging, in denen selbst wohl ein Eisenkiesgehalt, nicht aber ein Goldgehalt nachweisbar war. In dem Grubenfeld der „Princess Estate“ findet entlang eines starken, das Grubenfeld diagonal durchschneidenden Diabasganges eine sehr deutliche Anreicherung statt, während der Diabasgang kein Gold enthält. Am östlichen Witwatersrand auf den Grubenfeldern der „van Ryn“ und „Chimes“ ist eine starke Verwerfung zu beobachten, auf deren beiden Seiten eine von ihr durchschnitene Konglomeratschicht, die der „Birdsreef“-Gruppe angehört und sonst überall goldleer oder nur schwach goldhaltig ist, plötzlich dermaßen angereichert auftritt, daß sie Veranlassung zur Gründung zweier Gruben, der „Chimes“ und der „Modderfontein“ gegeben hat. Diese Anreicherungszone erstreckte sich indessen nur auf ungefähr 200 m zu beiden Seiten der Verwerfungskluft, während in der Tiefe, wo sich die Schichten sehr bald verflachten, ebenfalls eine Verarmung eintrat. Beide Gruben haben die reiche Zone des „Chimes-“ oder „Modderfonteinreefs“ längst ausgebeutet und arbeiten jetzt auf dem einige 100 Meter tiefer gelegenen „van Ryn-“ oder „Mainreef“. Trotzdem hier der Einfluß der Kluft kaum deutlicher be-

wiesen sein konnte, hat man doch nichts von goldhaltigem Klufmaterial gehört.

Bisweilen äußert sich der Einfluß von tektonischen Störungen auch in einem Verarmen der angrenzenden Konglomeratteile. In den Grubenfeldern der „Lancaster“ und Liupaardsvlei tritt entlang einer gewissen Gruppe von Verwerfungen stets eine auffallende Verarmung ein, und zwar bisweilen einseitig, bisweilen auch beiderseitig.

Die Liste derartiger Vorkommen ließe sich natürlich sehr vergrößern, und es ist schwer verständlich, wie von einzelnen Gegnern der Infiltrationstheorie der Einfluß von Klüften und Gängen auf den Goldgehalt der Konglomerate, ebenso wie das Auftreten von in die Tiefe verlaufenden angereicherten Zonen (shoots oder chutes) immer noch in Abrede gestellt werden kann.

Der 3. Einwand, den VOIT gegen die Infiltrationstheorie erhebt, ist, daß außer den Konglomeraten auch die begleitenden quarzitischen Sandsteine goldhaltig sind. Allerdings finden sich stellenweise geringe Goldmengen in den Sandsteinen, die lokal bis zu einigen Gramm, selten zu mehr anwachsen, doch ist einestheils dieses Quantum verschwindend gering gegenüber dem Goldgehalt der Konglomerate, anderenteils kann man davon nicht ohne weiteres auf einen Niederschlag des Goldes aus dem Meerwasser während der Bildung dieser Schichten schließen. Die Annahme aber, daß das Gold im Meerwasser nur während der Bildung der Konglomerate in genügender Menge auftrat, um ausgefällt werden zu können, erscheint mir willkürlich und nicht begründet. Bei dem Goldgehalt der quarzitischen Sandsteine handelt es sich in den meisten Fällen wahrscheinlich um eine spätere Zuwanderung von Pyrit mit Gold, wenn auch nicht geleugnet werden soll, daß schon bei Bildung der Schichten geringe Mengen von Gold chemisch ausgefällt oder mechanisch zugeführt worden sein können.

Um eine spätere Zuwanderung handelt es sich jedenfalls bei dem berühmten „pyritic band“. Nach YOUNG ist der Pyrit dort durch Verdrängung von Quarz besonders an chloritoidreichen Stellen entstanden, wobei die Umrisse der verdrängten Quarzkörnchen teilweise noch sichtbar sind. Auch hier wie in den Konglomeraten umschließt der später eingedrungene Pyrit Krystalle von Chloritoid, Chlorit oder Sericit. Auch eine Calcitisierung der betreffenden Quarzschicht ist stellenweise eingetreten. In den nicht pyritischen Teilen derselben finden sich große Calcitindividuen, die jedes entstanden sind durch Verdrängung einer Gruppe von Quarz-

körnchen, deren ursprüngliche Umrisse angedeutet sind durch Streifen von in den Calcit eingeschlossenem Chlorit. Von GREGORY werden ähnliche Imprägnationen von Quarziten aus Rhodesien beschrieben.

Der Umstand, daß das Gold häufig am Hangenden oder Liegenden des Konglomerates auftritt, zeigt, daß hier die Stellen geringsten Widerstandes für die zirkulierenden Lösungen waren. Stellenweise mögen diese auch einige Zentimeter in den angrenzenden grobkörnigen quarzitischen Sandstein eingedrungen sein; dies würde indessen noch lange kein Beweis für die Präzipitationstheorie sein. Schiefer unterliegt dem Mainreef nur im östlichsten Teile des Witwatersrandes, und dieser ist nicht goldhaltig, es sei denn am Kontakt mit der Konglomeratschicht. Die von VOLT erwähnte Queens-Battery-Grube hat im Jahre 1894 nur wenige Monate auf einer „Blackreef“-Mulde gearbeitet und ist mit ihren Bauen gar nicht in die unzersetzte Zone vorgedrungen. Das Gold, welches sich stellenweise in der zu einem roten Ton zersetzten unterliegenden Schieferschicht fand, ist natürlich nicht ursprünglich darin gewesen.

Was die sogenannten „wash outs“ oder Rillen anlangt, die vereinzelt bei den Konglomeratschichten beobachtet worden sind, so liegen genaue Untersuchungen hierüber nicht vor. Das Vorkommen von der May Consolidated-Grube habe ich nicht gesehen, wohl aber ein ähnliches auf dem „Batteryreef“ der Lancastergrube. Dort mußte an einer Stelle der 2. Sohle die Abbaustrecke mehrere Meter in einem Bogen nach Norden und wieder zurück nach Süden geführt werden, um immer im deutlichen Liegenden zu bleiben. Die von diesem Bogen umschlossene, von Norden nach Süden, also im Fallen verlaufende Zone der Lagerstätte bestand zum großen Teil aus grobkörnigem quarzitischem Sandstein, der z. T. auch in großen eckigen und schwach abgerundeten Stücken auftrat und ebenfalls Stücke von Konglomerat enthielt. Einem oberflächlichen Beobachter gegenüber konnte es wohl den Anschein erwecken, als habe man es hier mit quarzitischem Sandstein und eingelagerten Stücken von Konglomerat zu tun. Die ganze Masse war indessen abbauwürdig und sogar besonders reich. Vermutlich würde man bei genauerer Untersuchung dieser Vorkommen finden, daß eine die Zuführung mineralhaltiger Lösungen ermöglichende Porosität des Ausfüllungsmaterials der Rillen vorhanden war.

Ich komme nun zu dem Vorkommen von kohligter Substanz in den Konglomeraten. Soweit meine Erfahrungen reichen,

ist es nur lokaler Natur. YOUNG, der ungefähr 150 Dünnschliffe aus allen Teilen des Witwatersrandes untersuchte, erwähnt es gar nicht.

In der nordwestlichen Ecke des Grubenfeldes der Modderfontein Deep-Grube wurde in einem Bohrloche auf das Mainreef auch ein Teil der „Kimberleyreef“-Gruppe durchbohrt. Einige der im Bohrkern erhaltenen Konglomeratschichten hatten ein von kohligter Substanz schwarz gefärbtes Bindemittel. In der Analyse dieser Stücke zeigte sich indessen kein besonders hoher Goldgehalt; derselbe war vielmehr unter Abbauwürdigkeit und nicht höher als in denselben Konglomeratschichten an anderen Teilen des östlichen Witwatersrandes, wo keine kohlige Substanz im Cement enthalten war. Jedenfalls kann weder mit der „Placertheorie“ noch mit der „Präzipitationstheorie“ auch mit Hilfe dieses Vorkommens das Vorhandensein so großer Goldmengen in den Konglomeraten erklärt werden. Falls ein Teil des Goldes auf mechanischem Wege von Anfang an in die Konglomerate gelangt ist, so muß es später gänzlich aufgelöst und wieder ausgefällt worden sein, da man nie Spuren von Alluvialgold (Schüppchen, Blättchen, abgerollte Körnchen) gefunden hat.

Ebensowenig kann durch die „Präzipitationstheorie“ die Tatsache erklärt werden, daß in größerer Tiefe der Goldgehalt auch der Konglomerate im allgemeinen abnimmt, während diese Erscheinung durch die „Infiltrationstheorie“ leicht zu erklären ist damit, daß bei der Verflachung der Schichten in der Tiefe auch die Störungen der regelmäßigen Lagerung durch Klüfte und Gänge seltener werden, und deshalb auch die Zirkulation mineralhaltiger Lösungen in geringerer Menge und weniger rapid erfolgen konnte. Man vergleiche den Goldgehalt in den mit Bezug auf die Tiefe der Lagerstätte untereinander liegenden Gruben Ferreira, Ferreira Deep, Robinson Deep und Turfmines am Zentralrand, Champ d'or, French Rand und Tudor am Westrand oder der verschiedenen „Knights“-Gruben am Ost- rand, oder den Goldgehalt der Tiefbaugruben mit den Probierrisultaten aus den tiefsten Bohrlöchern, und man wird finden, wie deutlich diese Erscheinung auftritt. Auch in den östlichsten Teilen des „Randes“ scheint im allgemeinen eine Abnahme des Goldgehaltes mit der Verflachung der Schichten auch schon in geringerer Tiefe Hand in Hand zu gehen. Es ist erklärlich, daß diese Annahme von interessierter Seite immer energisch bekämpft werden wird, doch ist eigentlich vorläufig kein triftiger Grund dafür vorhanden, denn je weiter man in die Tiefe vordringt, um so deutlicher wird es erkannt werden

können, und für die bestehenden Gruben ist ja keine Gefahr vorhanden, da in den Grubenbauen die Grenze der Abbauwürdigkeit noch nicht erreicht ist und auch nicht so bald erreicht werden wird. Aber es ist in den letzten Jahren still geworden von den phantastischen Plänen englischer und amerikanischer Ingenieure, die Konglomerate bis in 12000 Fuß geneigter Teufe zu verfolgen. Technische Schwierigkeiten werden es jedenfalls nicht sein, welche das Ende des Goldbergbaues am Witwatersrand herbeiführen werden, sondern der Mangel an der genügenden Quantität Goldes zur Bestreitung der Abbaukosten in so großer Tiefe.

An der Besprechung beteiligten sich Herr VOIT¹⁾ und der Vortragende.

Hierauf wurde die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

BEYSCHLAG.

EBERDT.

¹⁾ Die Diskussionsbemerkungen von Herrn VOIT erscheinen etwas erweitert als briefliche Mitteilung (S. 181).

Briefliche Mitteilungen.

11. Der Widerspruch zwischen Infiltrationstheorie und Tatsachen in den goldhaltigen Schichten des Witwaterrandsystems.

(Bemerkungen zum Vortrage von Herrn KUNTZ.)¹⁾

Von Herrn F. W. VOIT.

Berlin-Friedenau, den 4. Juli 1908.

1. Bereits in der Sitzung vom 6. Mai erwähnte Herr KUNTZ, daß der Calcitschub in der Meyer and Charlton außerordentlich reich sei, daß also gerade hier eine deutliche sekundäre Zuführung von Lösungen erfolgt sei unter Anreicherung der Konglomerate.

Meine Angaben stammten aus Johannesburg selbst, und ich fand sie bei GREGORY bestätigt. Um ganz sicher zu gehen, wandte ich mich um Auskunft an Herrn GEORGE DENNY, der jahrelang konsultierender Ingenieur für diese Mine war, dessen Angaben also als offiziell zu gelten haben im Gegensatz zu denen des Herrn KUNTZ, der die ihm fremde Mine doch nur gelegentlich als Gast hat besuchen können.

Herr DENNY schrieb mir unterm 2. Juni:

1. Der Calcitschub, d. h. die Umwandlung der Quarzgerölle in Calcit, befindet sich nur im Main Reef-Konglomerat selbst. Ein Calcitgeröll kommt weder im Main Reef leader noch im Southleader vor.
2. Er existiert nur an der Westseite des Schachtes auf eine Streichlänge von 500 Fuß, von der 2. bis zur 5. Sohle.
3. Die Goldgehalte, obgleich für das (sonst recht arme) Main Reef an ein paar Punkten hoch, sind im allgemeinen sehr niedrig, was dadurch bewiesen ist, daß die gesammte Erzmenge bis heute in der Mine stehen blieb.

¹⁾ Vergl. diesen Monatsber. S. 172.

Ferner sagt Herr DENNY: Herr KUNTZ muß Main Reef und Main Reef leader verwechselt haben, wenn er von sehr reichem Erz in diesem Teile der Mine spricht. Es ist wahr, daß der Main Reef leader hohe Goldgehalte enthielt, aber Calcitgerölle kommen in diesem Konglomerat nicht vor, welches bezüglich seiner Natur und seines Goldgehaltes sich absolut genau so verhält wie in irgendeinem anderen Teile der Mine. — Diese Angaben bringe ich, da sie quasi offiziell sind und meine eignen Angaben in einzelnen Punkten richtigstellen; die von mir gezogenen Schlußfolgerungen werden aber dadurch nur noch plausibler, und es steht also nicht Behauptung gegen Behauptung, wie Herr KUNTZ in der Sitzung vom 6. Mai sagte, sondern die Behauptung von Herrn KUNTZ steht im Gegensatz zu offiziellen Angaben und den Tatsachen.

In der Sitzung vom 1. Juli änderte ja Herr KUNTZ auch seine Angaben.

2. Herr KUNTZ weist wieder auf die Verkieselung und Calcifizierung und andere Phänomene als deutliche Zuführung von Mineralsolutionen hin und beruft sich dabei auf den Vortrag R. B. YOUNGS. Es sei gleich erwähnt, daß Herr YOUNG lediglich Konglomerate und pyrit- und goldhaltige Quarzite beschreibt; er beschreibt aber nicht sterile Quarzite und Konglomerate, wie das GREGORY getan hat. Herr KUNTZ hat jedenfalls GREGORYS Abhandlung noch nicht studiert, sonst wüßte er, daß diese Silicifizierung und Calcifizierung nicht auf die goldhaltigen Konglomerate und Quarzite beschränkt ist, sondern überall anzutreffen ist. Ja, KUNTZ wird von seinem eigenen Gewährsmann YOUNG desavouiert, der sagt, die Calcifizierung hat keinen Einfluß auf den Goldgehalt¹⁾. Der Schluß, je reicher ein Konglomerat oder ein Quarzit, um so mehr sekundäre Verkieselung usw., entspricht den Tatsachen also in keiner Weise, ebensowenig, daß, wie KUNTZ sagt, goldarme Konglomerate nicht so viel sekundären Quarz usw. aufweisen, wie goldreiche (vgl. GREGORYS Abhandlung, S. 31 und 32 des Sonderabdrucks).

Schließlich sagt KUNTZ, der Pyrit der späteren Ausfällungsperiode schließt oft Krystalle von Ottrelith usw. ein, welche also schon vor Zuwanderung des Pyrites dagewesen sein müssen. Ich habe dies Phänomen auch schon in meiner Abhandlung erwähnt; ich glaube aber, daraus auf eine spätere Zuführung des Pyrites zu schließen, ist gänzlich verfehlt. Bei der gewal-

¹⁾ Trans. Geol. Soc. S.-A. 1907, S. 28.

tigen Druckmetamorphose wurde Ottrelith usw. gebildet, und der Pyrit wurde jedenfalls in großem Maße in Lösung gebracht und auch wieder auskrystallisiert. Daß aber dann bei diesem gewaltigen Drucke, der die Metamorphosierung der Schichten veranlaßte, die Lösungen in den „porösen“ Konglomeraten noch hätten zirkulieren können, erscheint mir ganz ausgeschlossen. Ottrelith ist ein sekundäres Mineral; daß es vom Pyrit z. T. umschlossen wird, deutet nur auf die große Druckmetamorphose, bei der schließlich auch Pyrit wieder zur Auskrystallisation gelangte. Gerade die noch heute andauernde Bildung von Calcit in den Konglomeraten, die wir beobachten können, deutet darauf hin, daß alle Bestandteile, die für die in den Schichten vorhandenen Mineralien notwendig sind, von Anfang an vorhanden waren. Nur haben sie eine Umsetzung innerhalb ihrer ursprünglichen Ablagerung erfahren.

Warum Magnetkies nur und allein in Gängen vorkommen soll, ist mir nicht begreiflich. Echte Fahlbänder, also „schichtige Lagerstätten primärer Natur“ enthalten vielfach Magnetkies, wie dies ja auch bei der Art der Entstehung dieser Lagerstätten zu erwarten ist.

3. Ferner äußert Herr KUNTZ bezüglich der Zufuhrkanäle, in der Ferreira komme das Gold im Diabas selbst vor. Der reine Gangquarz daselbst sei völlig steril. Dies ist im strikten Gegensatz zu meinen eignen Beobachtungen und Informationen. Das massenhafte gediegene Gold findet sich in einem ganz reinen, schneeweißen Quarz, der nicht in die Konglomerate eingedrungen ist. Die Konglomerate sind auch nicht angereichert, sondern eben dieser Quarzlagergang, der sich in den Quarziten parallel und in der Nähe der Konglomerate hinzieht, bewirkt, daß diese Stelle der Mine im allgemeinen reicher ist. Warum hat denn das Gold, daß sich im Gangquarz manchmal in größerer Menge als der Quarz selbst findet, gar keinen Einfluß auf die Konglomerate selbst gehabt? Ganz wundervolle Handstücke von diesem gediegenen Gold im Quarz finden sich in der Sammlung des Hauses H. ECKSTEIN & Co. in Johannesburg.

KUNTZ hat recht, wenn er sagt, daß die Zufuhrkanäle keinen Metallgehalt aufzuweisen brauchen. Das ist ja eben das punctum saliens, daß wir gar keine Zufuhrkanäle in des Wortes eigentlicher Bedeutung, also seigere Quarzgänge, haben, wie z. B. im Dolomit, wo unzählige sterile Quarzgänge in Verbindung mit den reichen epigenetischen Lagern stehen. Und die Diabase? Herr KUNTZ erwähnt ein paar ganz ver einzelnte Beispiele, daß ein Diabas ein reiches Flöz schneidet;

er erwähnt aber mit keinem Worte die Hunderte von Diabasgängen, die durch arme Stellen der Konglomerate gehen. Die Konglomerate sind ganz abwechselnd in ihren Goldgehalten, und zwar, wie dies in London allseitig konstatiert worden ist, in ganz willkürlich konturierten Arealen, also in „patches“, und die Diabase durchschneiden reiche und arme patches, ohne je einen adelnden Einfluß auszuüben.

Übrigens ist Herr KUNTZ jetzt wohl noch der einzige, der die Fruktifizierung der Konglomerate direkt auf die Diabase zurückführen will. Alle anderen Infiltrationisten nehmen aufsteigende Lösungen an, die in unsichtbaren, massenhaften Kanälen aufstiegen, lange nach der Eruption der Diabase. Wenn Herr KUNTZ auf die shoots oder chutes, also die Adelsvorschübe, zurückkommt, so muß ich ihn auf die Londoner Diskussionen verweisen. Alle Ingenieure haben sich dort dahin ausgesprochen, daß dieselben nicht existieren. Die Konglomerate sind „patchy“. Das erweist sich auch insbesondere in der Tiefe, wo wir manchmal ein reiches Deep Level im Fallen einer armen Ausbißmine haben. Die Angaben KESSLERS (The Gold Mines of the Witwatersrand and the Determination of their Value, London 1904) sind hier außerordentlich instruktiv. KESSLER gibt folgende Werte, die auf der Tabelle Seite 23 seiner Abhandlung verglichen werden können.

	Durchschnittswert per t Erz.	
	Ausbißmine	Deep Level-Mine
Langlaagte Est. & G. M.	27,75 M.	33,60 M.
Salisbury G. M. und Jubilee G. M.	40,75 -	62,65 -
Jumpers G. M.	37,32 -	43,08 -
New Primrose G. M.	31,58 -	42,92 -
May Const. G. M.	34,75 -	44,32 -

Natürlich findet auch das Gegenteil statt; jedenfalls aber steht das Verhalten des Goldgehaltes in den Konglomeraten in striktem Gegensatz zu dem Verhalten des Goldes in Gängen. Auch findet durchaus nicht immer mit dem Verflachen des Flözes ein Verarmen der Flöze statt, was KUNTZ behauptet, sondern gerade das Gegenteil findet ebensooft statt, und verweise ich hierbei auf das oben gegebene Schema. In diesem haben alle reicheren Deep Level-Minen ein ganz bedeutend flacheres Einfallen als die ärmeren Ausbißminen, bei denen das Flöz z. T. sehr steil einfällt.

Nun sagt Herr KUNTZ, daß die geringen Goldgehalte in den Quarziten gar keine Rolle spielen im Verhältnis zu den

großen Goldgehalten in den Konglomeraten. Da verkennt eben KUNTZ das Wesen der selektiven Imprägnierung vollkommen. Gerade die völlige Sterilität aller anderen Schichten im Gegensatz zu dem Metallgehalt gewisser durch ihre Eigentümlichkeiten sozusagen prädestinierter Schichten macht das Wesen epigenetischer Erzlager aus. Das strikte Gegenteil aber hiervon ist eben bei den Witwatersrandschichten zu konstatieren. Silicifizierung, Calcifizierung, Mineralien wie Ottrelith, Sericit, Chlorit usw. finden sich in wechselnden Mengen in allen Schichten des Witwatersrandhorizontes, seien dieselben gold- und pyritartig oder nicht. Dieser Beweis ist in London durch GREGORY erbracht worden, und es ist schade, daß sich Herr KUNTZ hiervon nicht überzeugt hat. Da aber Herr KUNTZ jedenfalls die Veröffentlichungen R. B. YOUNGS, auf die er eingangs seiner Mitteilung hinweist, zur Verfügung hat, so wird er ersehen können, daß einzelne dieser Phänomene, wie z. B. Silicifizierung und Calcifizierung, durchaus nicht auf die goldhaltigen Konglomerate und Quarzite beschränkt sind. YOUNG beschreibt (The Alteration of the Felspars in the Felspathic Quartzite underlying the Hospital Hill Slates, Trans. Geol. Soc. S. A. 1907) einen „Speckled Bed“ bezeichneten Horizont, der die untersten Konglomerate in einer Mächtigkeit von vielleicht 1000 m unterlagert. Auch hier konstatiert YOUNG eine große Menge sekundären Quarz und Sericit, der vielfach in Pseudomorphosen nach Feldspat vorkommt. Man könnte also auch hier bei dieser ursprünglichen Arkose eine nachträgliche Mineralzuführung annehmen. Natürlich sind aber hier nur, wie dies YOUNG auch ganz richtig sagt, schon von Anfang vorhandene Mineralien in Lösung gebracht und wieder auskrystallisiert worden. Mannigfache ganz ähnliche Erscheinungen sind in völlig sterilen Quarziten und Schiefen in den unteren Witwatersrandschichten beobachtet worden, wo also so gut wie keine Konglomerate vorkommen¹⁾. Das Vorkommen von Ottrelith und Sericit können wir wohl fast immer auf primären Feldspat zurückführen, der sich in den Quarziten des Witwatersrandes sehr häufig findet. Außer diesem „Arkose“-Horizont in der Nähe der Hospital Hill Shales ist mir das ungemein häufige Vorkommen von Feldspat in den Quarziten südlich Krugersdorp zwischen Main Reef und Bird Reef, ferner im Elsburg Reef - Horizont (südwestlich

¹⁾ Vgl. übrigens auch die Verkieselung des Dolomites: R. B. YOUNG, The Calcareous Rocks of Griqualand West. Trans. Geol. Soc. S.-A. 1906, S. 57 ff.

Roodepoort), dann besonders im Klerksdorp-Distrikt bekannt. Wenn man nun die Umwandlung von Feldspat lediglich der Regionalmetamorphose zuschreibt, so muß man doch wohl auch annehmen, daß Metallsulfide, die doch viel leichter zersetzt werden können, umkrystallisiert worden sind. —

Nun sagt Herr KUNTZ weiterhin, der Schiefer unterlagere das Main Reef nur im östlichsten Teile des Randes, und es sei dieser nicht goldhaltig, es sei denn am Kontakt mit den Konglomeraten. Das widerspricht meinen Erfahrungen. Zum Teil ist allerdings am Ostrand das Konglomerat überhaupt nicht entwickelt. Der Goldgehalt befindet sich aber gerade dann in einem dünnen Schieferband, das die sonst das Konglomerat überlagernden Quarzite direkt unterlagert.

Ferner sagt Herr KUNTZ, das Gold im Schiefer auf Queens Battery stamme natürlich aus dem Konglomerat. Der Schiefer ist vom Konglomerat durch eine Quarzitbank getrennt; warum es natürlich sein soll, daß das Gold aus den Konglomeraten in Lösung gebracht, durch die Quarzite hindurch filtriert und dann auf den Schiefeln abgelagert worden ist, ist mir unverständlich. Eine derartige Erklärung kann ich nur als durchaus unnatürlich bezeichnen.

Bezüglich der Wash-Outs meint KUNTZ, dies Phänomen sei noch nicht genügend erklärt. GREGORY gibt auf Seite 19 seiner Abhandlung eine ganz natürliche Erklärung dieser ausgewaschenen Kanäle, die wohl auch allseitig akzeptiert worden ist. Ich habe den Wash-Out aus der May Consolidated absichtlich herausgegriffen, weil es mir der charakteristischste erschien, und weil ich eine etwas von GREGORYS abweichende Erklärung gab, wie dies durch die Idealskizze illustriert werden soll. Diese Kanäle mit ihren massenhaften Konglomeratbrocken im Quarzit bestehen aber jedenfalls, und die Schlußfolgerungen, die ich gezogen, bleiben bestehen.

Wenn Herr KUNTZ sagt, das Vorkommen von Kohle sei nur lokaler Natur, muß ich ihm entschieden widersprechen. Kohle kommt am ganzen Westrande, Zentral- und Ostrand vor, allerdings manchmal nicht so auffallend, daß es mit bloßem Auge direkt gesehen werden könnte; auch dürfen wir wohl annehmen, daß ein beträchtlicher Teil des Kohlenstoffs wieder durch Atmosphärien gebunden und hinweggeführt wurde. Daß YOUNG, der 150 Schiffe untersuchte, kohlige Substanz nicht erwähnt, scheint mir durchaus noch nichts zu beweisen. Erwähnt doch auch M. KOCH nichts von kohligter Substanz, obgleich er (nach persönlichen Mitteilungen Professor SCHEIBES) chemisch aus den zerkleinerten Proben der Konglomerate eine

schwarze Substanz gewann, die nur Kohle sein konnte. (Aus diesen oder jenen Gründen wurde die Sache nicht weiter verfolgt.)

Zum Schluß möchte ich darauf hinweisen, daß Herr KUNTZ, ähnlich wie Mr. YOUNG, einen teilweise syngenetischen Ursprung des Goldes anzunehmen scheint. Wenn er mit der Infiltrationstheorie gar nicht mehr weiter kommt, sagt er, es ist ja ganz gut möglich, daß ein Teil des Goldes tatsächlich während der Bildung der Konglomerate präzipitiert wurde. Damit gibt Herr KUNTZ ganz unwillkürlich zu, auf wie schwachen Füßen die Infiltrationstheorie steht, und daß sie mit den Tatsachen nicht in Übereinstimmung gebracht werden kann. Nur darauf habe ich mit meinen Ausführungen hinweisen und zu Studien in anderer Richtung anregen wollen. Nach den bisherigen Aufschlüssen scheint mir die Präzipitationstheorie in der von mir skizzierten Weise noch am besten mit allen Tatsachen übereinzustimmen. Die Anhänger der Infiltrationstheorie verzerren aber vielfach das Bild und verkennen das wahre Wesen der Goldlager des Randes, um eine bequeme Erklärung zu haben. In zweifelhaften Fällen besteht außerdem zurzeit das Bestreben, alles auf spätere Zuführung zurückzuführen.

12. *Verbeekiella*, nom. nov.

(Synonymische Bemerkung.)

Von Herrn K. A. PENECKE.

Graz, den 27. Juni 1908.

Ich habe in dem vor kurzem erschienenen Werke: R. D. M. VERBEEK, Molukken-Verslag, Jaarboek van het Mijnwezen in Nederlandsch Oost-Indië, Bd. 37, 1908, aus der Permformation von Timor ein neues Korallengenus: *Verbeekia*, zu Ehren seines Entdeckers benannt, beschrieben. Nun teilt mir Herr VERBEEK, leider zu spät, mit, daß der Name bereits von FRITSCH für ein Echinidengenus vergeben wurde (1877, Palaeontographica, Supplement III, Lief. I, Heft 2, S. 90—92), was ich übersehen hatte. Ich taufe daher *Verbeekia* mihi (nec FRITSCH) in *Verbeekiella* um.

13. Ein neues Vorkommen von Oberem Gault in einer Tiefbohrung in der Lippemulde des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlenbeckens.

Von Herrn R. BÄRTLING.

Zurzeit Witten (Ruhr), den 30. August 1908.

Bei Durchsicht der Kreidebohrkerne der Tiefbohrung Trier IX bei Forsthaus Freudenberg, etwa 6 km nördlich von Dorsten a. d. Lippe, ergab sich, daß hier zwischen dem Cenoman und der Trias Schichten des Oberen Gaults auftreten. Es ist dies das erste Mal, daß in einer der Steinkohlenbohrungen Westfalens Schichten der Unteren Kreide sicher nachgewiesen wurden. Es handelt sich um eine etwa $\frac{1}{2}$ m mächtige Bank eines dunklen, glaukonitführenden Tonmergels, der reich an Versteinerungen ist. Er wird überlagert von einem 13 m mächtigen mergeligen Grünsand, der in seinen unteren Schichten sehr weich und sandig ist, nach oben hin aber in ein sehr hartes mergeliges Gestein übergeht. Das untercenomane Alter dieses Grünsandes ist durch eine ganze Reihe von Versteinerungen genügend festgelegt, von denen nur

Belemnites ultimus

Acanthoceras Mantelli SOW.

Alectryonia diluviana LINNÉ sp.

Alectr. carinata LAM.

Pecten orbicularis SOW.

P. asper LAM.

Rhynchonella cf. *Mantelliana* SOW.

Terebratula depressa LAM.

Hemiaster sp.

zu nennen sind. Die über dem Grünsand liegenden weißen Kalke und Mergel sind teilweise ebenfalls dem Cenoman zuzuweisen, teilweise haben sie bereits turones Alter. Eine Grenze ist bei der großen petrographischen Ähnlichkeit und der Armut an Petrefakten nicht sicher zu ziehen.

Die Schichten des Gaults sind petrographisch von denen des Cenomans durch den größeren Tongehalt unterschieden; sie bestehen aus einem sehr weichen, bröckeligen Schieferthon mit dünnen Glaukonitlagen, der äußerlich sehr an die glauko-

nitischen, versteinungsarmen Tone des mittleren Gaults von Stadtlohn erinnert, die bekanntlich in den Ziegeleien in Hengeler¹⁾ gut aufgeschlossen sind. In den vorliegenden Bohrkernen sind sie in einzelnen Lagen ganz von Versteinerungen durchsetzt, die meist mit der Kalkschale erhalten sind.

Die Fauna ist jedoch nur an Individuen reich und arm an Arten; ich konnte mit Sicherheit nur *Inoceramus sulcatus* PARK. feststellen. Herr JOH. BÖHM hatte die Liebenswürdigkeit, da mir bei der Feldtätigkeit Vergleichsmaterial nicht zur Hand war, die Richtigkeit meiner Bestimmung im Geologischen Landesmuseum zu Berlin nachzuprüfen. Er teilte mir mit, daß es nicht sicher festzustellen sei, ob es sich um den echten *Inoceramus sulcatus* PARK. oder um den *Inoc. subsulcatus* handele, der von DE LAPPARENT aus dem englischen Gault angeführt wird. Da beide Arten für den Oberen Gault charakteristisch sind, so ist für die Altersbestimmung der Schichten die genauere Unterscheidung hier zunächst nicht unbedingt notwendig.

Dieser Fund ist insofern sehr bemerkenswert, als *Inoceramus sulcatus* bzw. der naheverwandte *subsulcatus* aus dem deutschen Gault noch nicht erwähnt wurden, sondern vorwiegend auf die westeuropäischen Fundorte dieser Formation beschränkt zu sein schienen. Die Fauna im Gault des westlichen Westfalens scheint demnach bereits zu der englischen hinüberzuleiten, in derselben Weise, wie uns das hier beim Jura und dem Zechstein bereits bekannt geworden ist.

Dieser neue Fundort befindet sich in der Luftlinie nur etwa 23 km von dem bekannten Gaultvorkommen des Weseker Sattels entfernt, wo vom mutmaßlichen Gault nur toniger Grünsand und Flammenmergel²⁾ entwickelt sind. Es lag nun der Gedanke nahe, daß schon mit diesem neuen Vorkommen die geschlossene Decke der Unteren Kreide beginnt, und zwar in der Weise, daß von hier an allmählich eine langsame Zunahme der Mächtigkeit eintritt, bis sich etwa in der Gegend von Stadtlohn die normale Ausbildung und Mächtigkeit einstellt. Diese Vermutung erwies sich jedoch nicht als richtig. Wie mir Herr Professor KRUSCH freundlichst mitteilte, hat er bei keinem der von ihm untersuchten Bohrlöcher in den nördlich anstoßenden Augustusfeldern bei Marbeck, Oestrich und Rhade etwas Ähnliches beobachtet. Ebensowenig konnten von Herrn

¹⁾ Vgl. R. BÄRTLING: Die Ausbildung und Verbreitung der Unteren Kreide am Westrande des Münsterischen Beckens. Diese Zeitschr. 60, 1908, Monatsber. 2, S. 40.

²⁾ a. a. O. S. 39.

KRUSCH Glieder der Unteren Kreide in den nordöstlich sich anschließenden Tiefbohrungen nachgewiesen werden.

In den südlich und westlich anschließenden Bohrungen, die ich selbst untersuchte, konnten diese Tone auch nicht festgestellt werden. Hier ist jedoch der Beweis für ihr Fehlen nicht ganz sicher zu erbringen, da die Kreide und ein großer Teil der Trias stets mit dem Meißel und Spülung durchbohrt sind, wobei natürlich eine solche geringmächtige, petrographisch wenig abweichende Schicht nicht nachgewiesen werden konnte. Es scheint sich demnach um eine kleine, ganz isolierte Scholle zu handeln, deren Zusammenhang mit dem geschlossenen Gebiet der Unteren Kreide im Norden wieder zerstört ist.

Ganz analog ist anscheinend ein Vorkommen, das v. DECHEN¹⁾ aus einem Bohrloch von Hünxe im Rheinland (etwa 11,5 km vom Bohrloch Trier IX) beschreibt. Nach seinen Angaben fand sich hier bei 222 m Teufe unter dem Essener Grünsand ein dunkler Ton, der Bruchstücke von *Belemnites minimus* LISTER und von *Hoplites Deshayesi* LAM. führte und demnach ebenfalls Gault und Aptien vertritt. Auch dort kann es sich nur um eine kleine isolierte Scholle oder einen Graben handeln, da bei der Untersuchung der benachbarten, neueren Bohrungen eine Zwischenlagerung von Unterer Kreide zwischen Cenoman und Trias nicht beobachtet ist.

Dunkle Tonmergel von erheblicher Mächtigkeit sind in der Bohrung Schermbeck II (Rheinland), etwa 6 km westlich vom Bohrloch Trier IX, zwischen Oberer Kreide und Trias beobachtet. Da aber lediglich Spülproben vorlagen, so läßt sich ihr Alter nicht sicher bestimmen; die Frage, ob es sich ebenfalls um Gault oder um älteren Jura handelt, muß offen bleiben.

Immerhin bestätigt aber der Nachweis solcher vereinzelter Schollen des Oberen Gaults die Richtigkeit meiner bereits im vorigen Winter ausgesprochenen Ansicht²⁾, daß hier am Westrande des Münsterschen Beckens die große, jüngere Kreidetransgression bereits im Oberen Gault einsetzte. Der Zusammenhang der Schollen mit der geschlossenen Decke der Unteren Kreide ging bei Oszillationen der Strandlinie dieser Periode wieder verloren.

¹⁾ v. DECHEN: „Geologische und paläontologische Übersicht der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen. Bonn 1884, S. 462 ff.

²⁾ a. a. O. S. 44.

Monatsberichte

der

Deutschen geologischen Gesellschaft.

Nr. 8/10.

1908.

53. Hauptversammlung der Deutschen geologischen Gesellschaft.

Protokoll der 1. Sitzung am 6. August 1908.

Dresden.

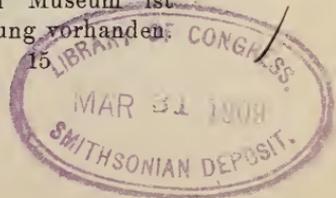
Beginn: 9³/₄ Uhr.

Herr KALKOWSKY eröffnet die Sitzung 9³/₄ Uhr vormittags und heißt die Vertreter der Regierung, den Rektor der Technischen Hochschule und die Mitglieder der Gesellschaft willkommen mit den Worten:

Meine Herren!

Als Geschäftsführer der 53. allgemeinen Versammlung der Deutschen geologischen Gesellschaft heiße ich Sie in Dresden herzlich willkommen; ich begrüße zugleich die Herren Vertreter der hohen Regierung mit Sr. Exzellenz Herrn Wirklichen Geheimen Rat Dr. WÄNTIG an ihrer Spitze, sowie Se. Magnifizienz den Rektor der Technischen Hochschule, Herrn Geheimen Hofrat Prof. Dr. MÖHLAU.

Es gereicht mir zur besonderen Ehre und Freude, daß ich diese Versammlung habe vorbereiten können. Schon 34 Jahre sind verflossen, seitdem die Gesellschaft hier getagt hat, und manches hat sich seitdem verändert im Betriebe unserer Wissenschaft, in dieser Gesellschaft und in den Anstalten für die Pflege der Geologie in dieser Stadt. Ich habe geglaubt, daß die Räume des Mineralogisch-Geologischen Institutes wegen seiner Einrichtungen die beste Stelle sein würden für unsere Sitzungen, auch wenn der Platz etwas enge ist; im Königlichen Mineralogisch-Geologischen Museum ist leider gar kein Raum für eine solche Veranstaltung vorhanden.



Dieses Institut wurde vor 14 Jahren neu eingerichtet, und damit wurde der Geologie eine Stätte bereitet, die viel besser ausgestattet und viel umfangreicher ist, als es die Räume waren, in denen vorher GEINITZ im Laufe der Jahre Tausende von Technikern mit der Geologie bekannt gemacht hatte.

HANNS BRUNO GEINITZ war es, der bis in sein hohes Alter unermüdet und unverdrossen die Geologie in Dresden lehrte und der Mittelpunkt aller geologischen Arbeit in dieser Stadt war. Zugleich war er der eigentliche Begründer des Königlichen Mineralogisch-Geologischen Museums nebst der Prähistorischen Sammlung; seiner rastlosen Tätigkeit ist es gelungen, außer den Mineralien, an denen Sachsen so reich ist, vor allem auch die Versteinerungen zusammenzubringen; ihm strömte von allen Seiten das Material an Fossilien in Fülle zu in der Zeit, als der Boden Sachsens in dieser Beziehung noch nicht, wie es jetzt beinahe der Fall ist, erschöpft war. Diese Versteinerungen zu ordnen und zu beschreiben, zu vergleichen, die neuen Arten aufzustellen, das war seine Lieblingsarbeit in seinem an Arbeit überaus reichen Leben. Wenn nun seine Anordnung einer neuen hat weichen müssen, so liegt die Ursache gewiß nicht in einer Mißachtung seiner Leistungen und Erfolge; er hatte noch keinen Vorgänger im Amte gehabt, und er gehörte noch der Zeit an, in der die erbarmungslose Logik sich noch nicht an die „Autorität in der Wissenschaft“ wagte. Keine Kritik ist aber imstande, seine großen Verdienste um die Geologie um das geringste zu schmälern; möge auch die Gegenwart oder die Zukunft alle „species“, die seinen Autornamen tragen, zerpuffen: das jüngere Geschlecht hat es gelernt, selbstlos anzuerkennen, daß Naturgegenstand und menschliche Meinung zwei gar verschiedene Dinge sind — die Meinung wechselt, der Gegenstand bleibt.

Auch noch andere Geologen haben früher hier in Dresden gewirkt, und von den Alten sei nur der Name des Obersten VON GUTBIER genannt: ein Dutzend Namen geborener Dresdener, namentlich jüngerer Herren, könnte aufgezählt werden derer, die gegenwärtig als Geologen tätig sind; allein nach HANNS BRUNO GEINITZ ist nur noch einer besonders zu erwähnen — ALPHONS STÜBEL — in allem einer der möglichen Gegensätze gegen GEINITZ, außer in seiner rastlosen Tätigkeit und seinem Eifer für die Geologie. STÜBELS Lebensaufgabe war die Erforschung der vulkanischen Erscheinungen; unabhängig und ohne Amt hat er seinen Studien als ein freier Edelmann im wahrsten Sinne des Wortes obgelegen; sein Name ist in den letzten Jahren wieder viel ge-

nannt worden, aber lange nicht alles ist bekannt geworden, was er erforscht hat: ihm hat die *dira necessitas* des Amtes gefehlt.

■ Menschen kommen und gehen, aber die Berge des Elbtales bleiben und locken immer wieder zu ihrer Erforschung an. An den mannigfachsten geologischen Erscheinungen reichere Gebiete als die Umgebung von Dresden sind doch nicht gerade häufig; da ist es wohl erklärlich, wenn die Wahl der Deutschen geologischen Gesellschaft für die diesjährige Hauptversammlung auch angesichts der Alpen in Basel im vorigen Jahre auf diese Stadt gefallen ist; liegt sie doch noch dazu am Fuße des Erzgebirges, das Probleme birgt, die von neuem die Forschungslust erregt haben.

In schnurrigen, vor- und rückläufigen Bahnen verläuft die Geschichte der Menschheit, und nicht selten schließt sich ein völliger Kreislauf. So geschieht es mit dieser Versammlung. Im Jahre 1874 begann die Tagung mit Ausflügen zu den von Eis geschliffenen Bergen bei Leipzig und in das Granulitgebiet, wie heuer, und wie damals, so werden wir auch wieder einen Ausflug in den Plauenschen Grund unternehmen; 1874 standen Satzungsänderungen auf der Tagesordnung, und diesmal — nun, wir werden uns morgen damit beschäftigen, und zwar gründlich.

Immer ragt die Vergangenheit in die Gegenwart hinein, zum Nutzen auch unserer Gesellschaft. In Hannover am 21. September 1865 (vgl. Bd. XVII, S. 562 der Zeitschrift) „beantragte Herr CREDNER, die Versammlung möge indes den Wunsch aussprechen, daß in Zukunft mit den allgemeinen Versammlungen der Gesellschaft eine außer der Zeit derselben, und zwar vor ihrem Beginn, auszuführende geognostische Wanderung verbunden werden möchte, welche zum Zwecke habe, mehr, als es die Einrichtung der Versammlungen der Naturforscher und Ärzte während ihrer Zeitdauer gestattet, durch Anschauung in der Natur den Nutzen, welchen die allgemeinen Versammlungen der Gesellschaft haben sollten, zu erzielen. Über die Art und Weise, wie eine solche Wanderung vorzubereiten sei, würde eine weitere Beratung zu bestimmen haben.“ „Die Versammlung stimmte mit großer Mehrheit dem von Herrn CREDNER gestellten Antrag bei.“ An demselben Tage trat der Gesellschaft als Mitglied bei „Dr. HERMANN CREDNER aus Hannover, zur Zeit in New York“; er hat 1874 zum ersten Male dem Antrage seines Vaters die Erfüllung gegeben, denn der Versammlung in Dresden gingen zum ersten Male Ausflüge voraus. Und die Zeit

schreitet weiter; aus den drei Tagen der Dauer der Hauptversammlung, meist mit einem Ausfluge am zweiten Tage, vor 40 Jahren sind es jetzt 14 Tage geworden, die die Mitglieder der Gesellschaft vereinigen sollen, und das Schwergewicht ist auf die Ausflüge gelegt worden. Vorüber sind schon die Vorexkursionen; jetzt sollen Sie geführt werden, um in kurzen Stunden der Nachmittage eine leider nur allzuflüchtige Übersicht über das Elbtal zu erhalten; dann soll es unter der Führung der Herren, die sich dazu freundlichst angeboten haben, über das Erzgebirge hinübergehen in das böhmische Mittelgebirge im befreundeten Nachbarlande, um Ihnen den Zusammenhang der Naturerscheinungen zu zeigen, die unabhängig sind von einer Trennung durch Menschenwitz.

Hier aber im Königreich Sachsen liegen Ihnen überall die Sektionen der Geologischen Spezialkarte vor als zuverlässigste Führer. Sachsen darf sich rühmen, die erste umfassende geologische Karte aus der Hand des unvergeßlichen Meisters CARL FRIEDRICH NAUMANN erhalten zu haben, und jetzt liegt vollendet vor die neue Kartierung in einem Umfange und einer Ausführung, wie sie anderwo erst heiß erstrebt wird. Wer viel im Lande mit den Blättern in der Hand gewandert ist, wird ihre Genauigkeit bewundern und freudige Anerkennung zollen den Geologen, die daran gearbeitet haben, und vor allem der ein Menschenalter hindurch mit eiserner Tatkraft durchgeführten Leitung. Für Wissenschaft, für Bergbau, Technik und Landwirtschaft liegt in der Spezialkarte ein herrliches Werk vor, das allem genügt, bloß vielleicht nicht der grauen Theorie, die unersättlich ist und sein muß.

Eingezogen sind Sie, meine Herren, in dieses Land, ziehen Sie hindurch und hinaus; wir im Lande sind froh und sehr stolz darauf, daß in Sachsen, wo einst ihre Wiege stand, der Geologie auch heute durch die weise Fürsorge der hohen Regierung reiche Pflege zuteil werden kann an vielen Stellen, von der alma mater lipsiensis, an der einst NAUMANN wirkte, an der ZIRKEL und CREDNER lehren, bis hinab zu den Volksschulen; Sie aber, meine Herren, mögen hier im Lande und in der Haupt- und Residenzstadt Dresden bei Ihren Verhandlungen und auf den Ausflügen Anregungen und zugleich auch im freundschaftlichen Verkehr Erholung finden. Das wünsche ich Ihnen in meinem Willkommen.

Durch Zuruf wurde darauf Herr CREDNER zum Vorsitzenden gewählt, als Schriftführer werden die Herren BERG, PETRASCHECK und PIETZSCH bestellt. Hierauf begrüßt Se. Exzellenz Herr Geheimer Rat WÄNTIG die Versammlung als Vertreter der Kgl. Sächs. Regierung, Herr Geheimrat WAHLE als Vertreter des Finanzministeriums und Se. Magnifizienz der Rektor der Technischen Hochschule, Herr Geheimrat MÖHLAU, im Namen der Technischen Hochschule und des naturforschenden Vereins Isis.

Nach kurzer Pause eröffnet der Vorsitzende die wissenschaftliche Sitzung um 10¹/₂ Uhr und erteilt nach einigen die Exkursionen betreffenden Mitteilungen der Herren KALKOWSKY und GAEBERT Herrn E. KAISER das Wort zu einem Vortrag über:

Die Serra de Monchique im südlichen Portugal und die Bildung von Lakkolithen.

An der Diskussion beteiligt sich Herr GAEBERT.

Herr J. E. HIBSCH sprach über den Aufbau des Böhmisches Mittelgebirges als Einleitung zu den Exkursionen in dieses Gebiet.

Das Böhmisches Mittelgebirge ist wie ganz Nordböhmen in geologischer Beziehung kein unbekanntes Gebiet. Durch die Arbeiten von F. A. REUSS, ZIPPE, AUG. E. REUSS, JOKÉLY, BOŘICKÝ, LAUBE und vieler anderer wurde das Mittelgebirge als altvulkanisches Gebiet allgemein bekannt. Bereits vor fünfzig Jahren (1858) hat JOKÉLY im Auftrag der K. K. geologischen Reichsanstalt unseren Landstrich in ausgezeichneter Weise kartiert.

Als gegen Ende des verflossenen Jahrhunderts die Petrographie auf Grund neuer Untersuchungsmethoden große Erfolge errang, weil sie nicht mehr bloß das Gestein an sich betrachtete, sondern auch die geologischen Verhältnisse der Gesteine, die Art ihres Auftretens, ihr Entstehen, ihre Entwicklung und ihren Stoff berücksichtigte und alle diese Eigenschaften mit der Erscheinungsform in kausalen Zusammenhang brachte, da war der Zeitpunkt gekommen, eine erneute Untersuchung des altvulkanischen Mittelgebirges mit Anwendung der neuen Methoden und auf der Grundlage der modernen Anschauungen durchzuführen.

Die Untersuchung konnte nur im Zusammenhange mit einer neuen Kartierung an der Hand der seit etwa 1880

vorhandenen topographischen Karte des K. u. K. milit.-geograph. Instituts im Maßstabe 1 : 25 000 vorgenommen werden.

Für die Untersuchung und für die Drucklegung der Karten stellte die „Gesellschaft zur Förderung deutscher Wissenschaft, Kunst und Literatur in Böhmen“ Beiträge zur Verfügung und so konnte 1892 endlich mit der neuen Arbeit begonnen werden. Bis zum heutigen Tage ist die Kartierung zum größeren Teile fertig. Sieben Blätter liegen gedruckt vor, zwei weitere sind aufgenommen, an den drei letzten wird noch gearbeitet.

An die Kartierung schlossen sich andere Arbeiten an, namentlich in mineralogischer und chemischer Richtung. Besondere Aufmerksamkeit lenkten die Zeolithe des Gebietes auf sich.

Eine große Freude bereitet uns nun der angekündigte Besuch von Mitgliedern der Deutschen geologischen Gesellschaft, durch welchen unsere Arbeiten ausgezeichnet werden sollen.

Es sei mir gestattet, als Vorbereitung für die geplante Exkursion auf die Grundzüge des Aufbaues des Exkursionsgebietes in stratigraphischer und tektonischer Beziehung kurz hinzuweisen. Auch die Eruptivgebilde will ich berühren, dabei aber auch die Gelegenheit wahrnehmen, auf einige Folgerungen allgemeiner Natur einzugehen, die sich aus den Studien im Böhm. Mittelgebirge ergeben.

Das Böhm. Mittelgebirge stellt ein Eruptionsgebiet der Tertiärzeit dar, welches sich in Nordböhmen beiderseits der Elbe erstreckt. Seine bekannten Unterlagen bestehen aus steil auferichteten Granitgneisen und Glimmerschiefern, aus sehr spärlichen Resten permischer Konglomerate und permischen Quarzporphyrs, aus allgemein vorhandenen Sedimenten der Oberen Kreide vom Cenoman bis zum Oberturon (Sandsteine, Konglomerate, Kalk- und Tonmergel), über welchen endlich oligocäne und miocäne Süßwasser-Gebilde (Sande und mürbe Sandsteine, Letten und Braunkohlenflöze) lagern.

Die Ablagerungen der Kreidezeit stehen zueinander in auffälligen Lagerungsverhältnissen. Auf dem welligen Grunde des Kreidemeeres setzten sich zunächst die cenomanen Sedimente ab, welche alle Unebenheiten gleichmäßig bedeckten. Darüber folgen (stellenweise mit Ausschluß der unter- und mittelturonen Sedimente) oberturone Ablagerungen. Die letzteren füllen alle Mulden zwischen den hervortretenden Erhöhungen aus und befinden sich deshalb zum Teil in tieferem Niveau als die älteren Cenoman-Gebilde, welche die höher gelegenen „Klippen“ bedecken. Die oberturone Sedimente

fallen allseitig von den Klippen ab infolge der späteren Austrocknung.

Diese Verhältnisse bekunden stattgefundenen Niveau-Schwankungen des Kreidemeeres. Zweimal erreichte das Kreidemeer einen Höchststand, das erste Mal im Cenoman, das zweite Mal während des Oberturon.

Die Sedimente der Tertiärzeit haben sich nacheinander in zwei verschiedenen großen Süßwasserbecken abgelagert. Während des Mitteloligocäns erstreckte sich die Wasserbedeckung aus dem Egerlande bis in die Lausitz, sie reichte über die Region des heutigen Erzgebirges und von da ab weit nach Süden. Die oligocänen Letten und Sande reichen im südwestlichen Mittelgebirge bis in Seehöhen von 600 m und enden am Südrande des Gebietes infolge von Abtrag unvermittelt mit einer Mächtigkeit von rund 100 m.

Im Verlaufe des Oberoligocäns begannen heftige vulkanische Eruptionen. Zu Beginn derselben wurden Tuffite mit schwachen Braunkohlenflözen, welche *Anthracotherium*, *Gelocus Laubei* und andere oberoligocäne Tierreste einschließen, und Diatomeenschiefer gebildet.

Während der oberoligocänen Eruptionen fanden Senkungen statt, die zur Bildung eines kleineren Süßwasserbeckens führten, in welchem vom Untermiocän ab sehr mächtige Sedimente (Letten und starke Braunkohlenflöze) zum Absatz gelangten. Diese Sedimente grenzen sich gegen die älteren oligocänen Gebilde mit einer Diskordanz ab und bergen Reste von *Palaeotapirus helveticus*, *Aceratherium lemanense* usw.

Vertikalbewegungen fanden in Nordböhmen aber auch noch nach dem Miocän bis ins Diluvium statt. Im miocänen Kohlenflöz bemerkt man nicht bloß mannigfache Verwerfungen, sondern auch Überschiebungen. Eine Folge der jüngeren (nachmiocänen) Bewegungen ist die, daß am Nordrande des Miocänbeckens sowohl Kreide- als auch Oligocänsedimente teilweise auf den miocänen Ablagerungen ruhen.

Die **Eruptionen**, welche vom Oberoligocän bis ins Miocän währten, sind vorzugsweise gebunden an ein grabenförmiges Senkungsfeld südlich des Erzgebirges. Am heftigsten und anhaltendsten waren die Eruptionen dort, wo der alte paläozoische Bruch, welcher das Elbtalgebirge vom Erzgebirge trennt, den Mittelgebirgsgraben von Nordwest nach Südost quert. Dieser Bruch verläuft im allgemeinen analog der Lausitzer Verwerfung. Er läßt sich aus dem Mittelgebirge weit nach Südost verfolgen und ist in seinem südöstlichen Verlaufe maß-

gebend für die Begrenzung des Urgebirges in der Umgebung von Kolin.

Das Eruptionsfeld war aufgetrieben und gelockert. Das Erzgebirge ist im gehobenen Zustande verblieben, ja noch weiter aufgetrieben worden, während im Mittelgebirgsgraben Einbrüche erfolgten. Dadurch ist es dem Magma leicht möglich geworden, auf den wunden Stellen aufzusteigen. Die krystalinischen Schiefer des Grundgebirges wurden teils aufgeblättert, teils wie die Nichtschiefer und die überlagernden Sedimente an den Stellen des geringsten Widerstandes durchgeschlagen.

Sehr wichtig für das Verständnis des Eruptionsmechanismus erscheint die Tatsache, daß nur solche Magmen zur Eruption gelangten, welche sich im Stadium des Erstarrens befanden, die also infolge von Abkühlung oder infolge von Druckveränderungen die Phase ihres Schmelzpunktes erreicht hatten.

Das spricht nun außerordentlich für die Richtigkeit der Auffassung TAMANN'S von den Erstarrungsvorgängen in Magmen in der Umgebung der Zone des maximalen Schmelzpunktes. Auch führen die TAMANN'schen Entwicklungen in ihrer Anwendung auf die inhomogenen Bestandmassen unserer Erde zur Bildung lokaler Erstarrungs- bzw. Eruptionsherde in nicht großer Tiefe unter der Oberfläche.

Außer den Stellen der langandauernden und heftigen Eruptionen, die an Brüche gebunden sind, gibt es im Gebiete noch viele Hunderte von kleineren Ausbruchstellen, welche scheinbar an gänzlich ungestörten Stellen die sedimentäre Unterlage durchbrechen. Letztere Tatsache möchte ich jedoch durchaus nicht als Beweis dafür gelten lassen, daß diese Eruptionsstellen gänzlich unabhängig wären vom tektonischen Bau der Erdkruste. Denn die Eruptionen erfolgten an den Stellen des geringsten Widerstandes an der unteren Seite der Erdkruste. Das waren aber die Fugen im untersten Teile des Grundgebirges. Wenn die Fugen älteren Datums sind, so können sie von den jüngeren Oberflächensedimenten überdeckt sein, so daß sie ebensowenig in die Erscheinung treten wie die Fugen einer Mauer aus Bruchsteinen, sobald diese mit einer Mörtelschicht verputzt ist. Wie der Mörtelverputz die innere Struktur der Mauer verdeckt, so verhüllen die bisweilen verhältnismäßig noch dünneren Oberflächensedimente die Struktur der Erdkruste.

Im Böhmischem Mittelgebirge zeigen die Eruptivkörper sehr mannigfaltige Formen: Die Tiefengesteine bilden Stöcke; dann gibt es Gangstöcke und Schlotausfüllungen verschiedener

Ergußgesteine; Gänge und Lagergänge von Ganggesteinen; Lakkolithe, Quellkuppen, Dome, Kegel, Decken und Ströme. Kompakte Gesteine, Eruptivbreccien und Tuffe. Das größte Interesse gewähren die zahlreich vorhandenen Intrusivkörper.

Bezüglich ihres stofflichen Bestandes zeigen die im Laufe der geologischen Zeiträume in Nordböhmen aufgestiegenen Magmen einen Wechsel. In altpaläozoischer Zeit brachen Diabase hervor, denen im Carbon-Perm Granite und Quarzporphyre und im Tertiär theralithisch-foyaitische Magmen folgten.

Fassen wir die tertiären Magmen allein ins Auge, so ergibt sich eine einheitliche Reihe für dieselben. Wir kennen von Ergußgesteinen Basalte, basaltoide Tephrite, basaltoide und phonolithoide Trachydolerite, tephritische, trachytische und andere Phonolithe, endlich Trachyte. Von Tiefengesteinen sind Essexit, Sodalithsyenit und in Form von Einschlüssen auch Nephelinsyenit bekannt geworden. Dazu treten noch mannigfaltige Ganggesteine.

Die Basalte bilden eine Gruppe von nahe verwandten Gesteinstypen, welche als Feldspatbasalte, nephelinführende Feldspatbasalte, Nephelinbasalte, leucitführende Feldspatbasalte und Leucitbasalte entwickelt sind. Die Mittelgebirgsbasalte sind von den Trappbasalten durch ihre Struktur, ihren mineralischen und chemischen Bestand verschieden.

Unsere Phonolithe zeigen eine große Mannigfaltigkeit. Es gibt im Gebiete reine Nephelinphonolithe, trachytische und tephritische Phonolithe. Letztere sind arm an Nephelin. Dann sind aber auch vollkommen nephelinfreie Phonolithe bekannt geworden, in denen der Nephelin durch ein verwandtes Mineral, welches Sodalith, Natrolith oder Analcim sein kann, vertreten ist. Diese Phonolithe wurden Sodalith-, Natrolith- bzw. Analcim-Phonolith genannt.

In bezug auf die zeitliche Folge für die verschiedenen Eruptionen konnte im großen ganzen festgestellt werden, daß während der oligocänen Eruptionsepoche Phonolithe und Basalte emporstiegen, denen sich Trachydolerite und Tephrite mit ihren Tiefengesteinen anreiheten. Indes scheint ein Teil der Tephrite bereits der miocänen Eruptionsphase anzugehören; die tephritischen Tuffe, welche die großen Tephritdecken unterlagern, sind aber bereits während des Oberoligocäns zustande gekommen, weil die zahlreichen Pflanzenreste, welche sie einschließen, auf ein oligocänes Alter hinweisen. Nach den Tephriten brachen Trachyte, die jüngeren Phonolithe und die jüngeren Basalte

hervor. Diese Eruptionsfolge konnte in ihren großen Zügen festgelegt und sichergestellt werden. Das Alter aller Eruptionskörper im Gebiete zu ermitteln, war jedoch nicht möglich.

Am Ausgang der Tertiärzeit und namentlich im älteren Diluvium setzte in Nordböhmen ein starker Abtrag ein, so daß dieses Gebiet während dieser Zeit im allgemeinen um rund 300 m abgetragen wurde. Die Oberflächengebilde der eruptiven Tätigkeit sind dabei zum großen Teile zerstört worden, nur Deckenergüsse und einzelne Quellsuppen haben sich erhalten.

Gleichzeitig fand eine tiefe Talerosion statt, so daß die Haupttäler heute mehrere hundert Meter tief unter die ehemalige Oberfläche reichen, auf welcher sich die ersten Eruptivprodukte ausgebreitet haben.

Die Talerosion war im mittleren Diluvium vollendet. Seit der mittleren Diluvialzeit sind unsere Flußtäler nicht weiter erodiert worden. Die heutigen Wasser bewegen sich durch die alten Talrinnen sogar in einem höheren Niveau als die Gewässer der mittleren Diluvialzeit.

Die fließenden Gewässer des Diluviums haben ausgedehnte Schotter- und Sandablagerungen hinterlassen, die sich in verschiedenen Höhenlagen befinden. Nach ihrer Korngröße, ihrer petrographischen Beschaffenheit und ihrer Höhenlage wurden sie in älteste (Hochterrasse), jüngere (Mittelterrasse) und jüngste (Niederterrasse) Flußanschwemmungen gegliedert.

Gegen das Ende der Diluvialzeit wurden große Mengen von Löß zugetragen, welche heute in Form von umgelagerten Lößlehmern ausgedehnte Gebietsflächen bedecken. Die früher im positiven Sinne arbeitende Abtragstätigkeit kehrte sich ins Negative um: Stoffe wurden zugeführt. Die auf äolischem Wege zugeführten Massen sind heute noch nicht aufgearbeitet.

Auf diese Art und durch die genannten Faktoren wurde für unser Gebiet Stoff geliefert und die Form gegeben. Von den vorgezeichneten Gesichtspunkten aus möge das Böhmisches Mittelgebirge betrachtet werden.

Zum Schlusse rufe ich den Teilnehmern an der Exkursion fürs gute Gelingen derselben ein frisches Glückauf! zu.

Zur Diskussion ergreift das Wort Herr **LENK** und führt aus, daß es die Verfechter der Theorie von der Abhängigkeit der vulkanischen Eruptionen von der Tektonik mit

Genugtuung erfüllen werde, daß die exakten Forschungen von HIBSCH in Böhmen wieder neue Belege für die Richtigkeit dieser Theorie erbracht hätten. Besonders wichtig sei die Bemerkung HIBSCHS, daß es nicht auf die Lagerungsverhältnisse der Deckschichten, sondern vielmehr des Untergrundes ankomme, und er sei der Meinung, daß diese Bemerkung gerade bei jenem Gebiete wohl beachtet werden sollte, das in Deutschland zuerst als das klassische Beispiel für die Unabhängigkeit vulkanischer Durchbrüche von Dislokationen hingestellt worden sei, dem Gebiete von Urach. Redner könne es sich nicht versagen, bei dieser Gelegenheit darauf hinzuweisen, daß auf der tektonischen Karte von Südwestdeutschland alle deutlich nachweisbaren Brüche nur bis zur Juratafel reichten, woraus hervorgehe, daß der permo-triassische Untergrund stark disloziert sei. Das erscheine von größerer Bedeutung als der bis jetzt noch fehlende, an sich mitunter auch schwierige Nachweis von Störungen in der Juratafel selbst; der Umstand aber, daß im Bereich der denudierten Trias gerade auch ansehnliche Brüche in der Richtung gegen die Uracher Basaltdurchbrüche verlaufen, lasse es nicht ausgeschlossen erscheinen, daß diese durchaus nicht so unabhängig von der Tektonik des Untergrundes sich verhielten, wie es bisher immer dargestellt worden sei.

Schluß der Sitzung 11³/₄ Uhr.

BERG.

PETRASCHECK.

PIETZSCH.

Protokoll der Vorstands- und Beiratssitzung
am 5. August 1908 im Kgl. Mineralogischen Institut
zu Dresden.

Anwesend sind vom Vorstande die Herren BEYSLAG,
EBERDT, P. G. KRAUSE, KRUSCH, KÜHN, RAUFF, ZIMMERMANN;
vom Beirate die Herren CREDNER, DEECKE, LENK und
POMPECKJ.

Vorsitzender: Herr RAUFF.

Auf Vorschlag des Vorsitzenden tritt man sofort in eine
Besprechung des neuen Statutenentwurfs ein.

Herr DEECKE ergreift zuerst das Wort, um auseinanderzusetzen, daß die Deutsche geologische Gesellschaft einer Reform bedürfe.

Er spricht sich besonders dagegen aus, daß der Vorstand seinen Sitz in Berlin habe, daß im Beiratsrat nach dem neuen Satzungsentwurf noch mehr Berliner Fachgenossen sitzen könnten als bisher, und wünscht, daß Deutschlands Geologie in den Aufsätzen unserer Zeitschrift mehr als bisher berücksichtigt würde. An der Diskussion über diese Ausführungen beteiligen sich die Herren CREDNER, RAUFF, BEYCHLAG, POMPECKJ, KRUSCH, EBERDT, DEECKE.

Herr DEECKE stellt schließlich fest, daß der Entwurf durch die Mehrzahl der Vorstands- und Beiratsmitglieder im Grundsatz bereits angenommen sei, und verzichtet deshalb darauf, bestimmte Anträge zu stellen außer diesem: In die Geschäftsordnung wird zu Absatz B § 4 als Zusatz aufgenommen: „Gehen diese Voten auseinander, so gilt der Antrag als abgelehnt.“ Dieser Antrag wird einstimmig angenommen.

Herr KRUSCH weist darauf hin, daß in der Zeitschrift die Arbeiten über Deutschland in erster Linie berücksichtigt würden, und Herr RAUFF teilt mit, daß diese Arbeiten in den letzten zehn Jahren mit 64,3 v. H. in der Zeitschrift vertreten seien. (Vgl. die Tabelle S. 207.)

Die Frage, ob der Vorstand das Recht habe, die einlaufenden Arbeiten zu rezensieren, wird bejaht.

Da der Beirat in diesem Jahre aus lauter neuen Mitgliedern besteht, von denen 2 satzungsgemäß Ende des Jahres ausscheiden müssen, so werden diese beiden Mitglieder auf Herrn DEECKES Vorschlag von dem anwesenden Beirat durch das Los bestimmt. Es fällt auf die Herren LENK und OEBBECKE.

Darauf wurde die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

BEYCHLAG. H. CREDNER. W. DEECKE. EBERDT.

P. G. KRAUSE. KRUSCH. KÜHN.

LENK. POMPECKJ. RAUFF. ZIMMERMANN.

Protokoll der allgemeinen geschäftlichen Sitzung
am 7. August 1908.

Beginn: 9 Uhr.

Der Vorsitzende Herr RAUFF eröffnet um 9 Uhr die geschäftliche Sitzung und erstattet den Geschäftsbericht, aus dem nachstehende Angaben mitgeteilt seien:

Die Zahl der Mitglieder betrug Ende 1907 . . .	540
- 1906 . . .	485
Zuwachs . . .	55.

Seit Anfang dieses Jahres bis zur Hauptversammlung sind 47 neue Mitglieder eingetreten. Heute liegen weitere 7 Anmeldungen vor; es wünschen nämlich der Gesellschaft beizutreten:

Herr Dr. BARSCH, Geologe und Bergingenieur, Berlin N 4, Invalidenstr. 44, vorgeschlagen von den Herren BEYSCHLAG, MICHAEL und TIETZE;

Herr Prof. Dr. med. MAX REICH in München, auf Vorschlag von den Herren ROTHPLETZ, WEBER und VON LOEW;

Herr Dr. phil. EMIL WEPFER in Stuttgart, vorgeschlagen von den Herren ROTHPLETZ, BODEN und KESSLER;

Herr Bergreferendar WERNER TESSMAR in Trier, Friedrich-Wilhelmstr. 24, vorgeschlagen von den Herren RAUFF, BEYSCHLAG und WAHNSCHAFFE;

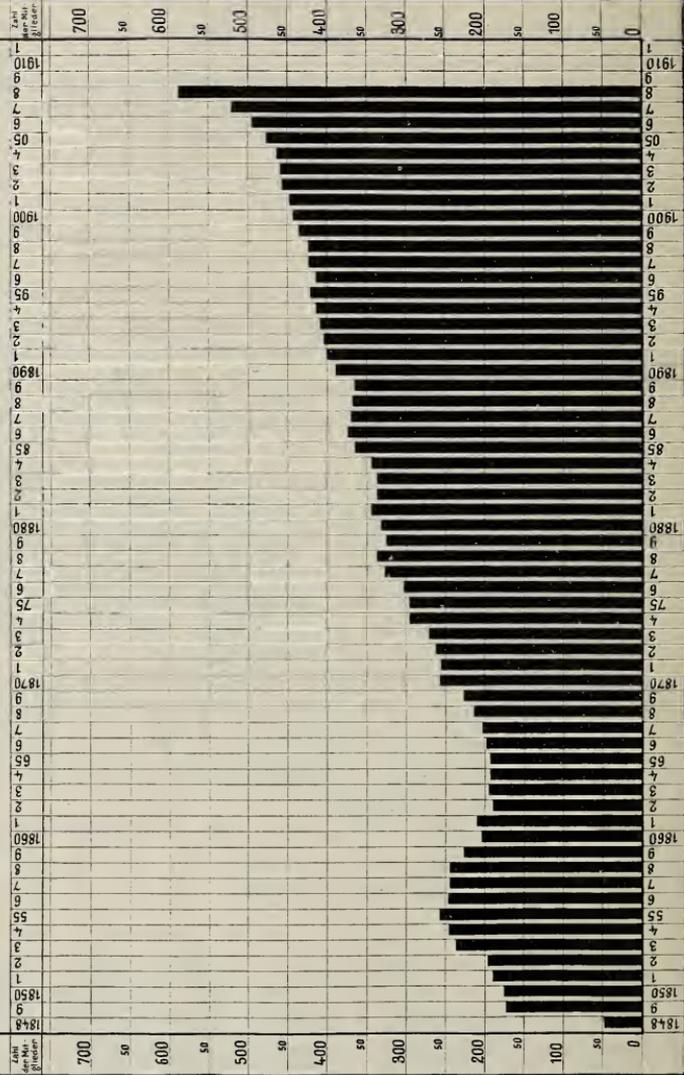
Herr Dr. E. RIMANN, Freiberg, Bergakademie, vorgeschlagen von den Herren BECK, G. BERG, RAUFF;

Herr stud. geol. OTTO BURRE aus Detmold, zurzeit Berlin (Geol. Institut), vorgeschlagen von den Herren HENNIG, SOLGER, STREMME;

Herr Direktor OSKAR KRAUSZ, Kaliwerk Friedrichshall bei Sehnde, vorgeschlagen von den Herren ZIMMERMANN, ERMISCH, MENZEL.

Demnach ist die Mitgliederzahl gegenwärtig auf 594 gestiegen. Ein derartiger Zuwachs in einem gleich kurzen Zeitraum ist bisher nur einmal übertroffen, nämlich im Gründungsjahre der Gesellschaft, wo die Mitgliederzahl von 49 auf 161, also um 112 Mitglieder emporschnellte (1848/49), sonst aber niemals erreicht worden. Es entspricht deshalb nicht den Tatsachen, wenn innerhalb der Gesellschaft selbst behauptet worden ist, sie vergrößere sich nicht oder nur fast unmerklich; sie ist, wie eine ausgehängte graphisch-statistische Tabelle zeigte, seit langem stetig und in den letzten Jahren stark gewachsen. (Vgl. S. 204.)

Die Deutsche geologische Gesellschaft von 1848 - 1908.



Was die Veröffentlichungen betrifft, so weist der 59. Band unserer Zeitschrift (für 1907) nicht weniger als 63 Autornamen auf, gewiß eine stattliche Schar von Mitarbeitern, die ebenfalls zeigt, daß das Interesse an der Gesellschaft nicht erloschen ist. Der 59. Band enthält insgesamt 14 Aufsätze, 25 Briefliche Mitteilungen und 35 Protokolle, d. h. Vortrags- und Exkursionsberichte. Das Verhältnis der Aufsätze zu den übrigen Mitteilungen ist dem Raume nach wie 446 : 327 oder in Prozenten wie 57,7 : 42,3.

Von den Aufsätzen sind

8 geologischen	Inhalts	oder 57,2 Proz.
1 paläontologischen	„	„ 7,1 „
5 petrographischen	„	„ 35,7 „
		100,0 Proz.

Von den Brieflichen Mitteilungen und Protokollen beziehen sich

30 auf Geologie	oder 50,0 Proz.
16 „ Paläontologie	„ 26,6 „
10 „ Petrographie	„ 16,7 „
4 „ Lagerstättenlehre	„ 6,7 „
100,0 Proz.	

Oder von den 74 Beiträgen überhaupt sind:

77 Proz. nicht paläontologisch
23 „ paläontologisch
nämlich: 51,3 Proz. geologisch,
23,0 „ paläontologisch,
20,3 „ petrographisch,
5,4 „ auf Lagerstätten bezüglich.

Ferner sei bemerkt, daß im 59. Bande betreffen:

	Deutsch-land	Das übrige Europa	Afrika	Asien	Australien	Amerika
von den Aufsätzen	11	2	2	—	—	—
„ „ Briefl. Mitteilungen	16	3	—	2	—	—
„ „ Protokollen	21	4	1	2	—	1
insgesamt	48	9	3	4	—	1
oder in Prozenten	73,9	13,8	4,6	6,2	—	1,5

Um Irrtümer zu zerstreuen, die über das Verhältnis verbreitet sind, in dem die verschiedenen geologischen Disziplinen in unserer Zeitschrift zu Wort kommen, sei ferner angeführt:

Die Zeitschrift enthält von 1898—1907 Beiträge über:

	A ¹⁾	B ¹⁾	P ¹⁾	zu- sammen	in Proz. der 728	A in Proz. der 161 A	B in Proz. der 210 B	P in Proz. der 357 P
Geologie	60	147	233	440	60,44	37,3	70,0	65,3
Paläontologie	61	51	84	196	26,91	37,9	24,3	23,5
Geologie u. Paläontologie	16	—	—	16	2,20	9,9	—	—
Petrographie	17	11	16	44	6,05	10,6	5,2	4,5
Mineral. u. Lagerstättenl.	7	1	24	32	4,40	4,3	0,5	6,7
	161	210	357	728	100,00	100,0	100,0	100,0
	oder in Proz. der 728 Gesamtbeiträge							
	22,12	28,84	49,04	100,00				

Berechnet man nur die letzten 3 Jahre, seitdem die Monatsberichte herauskommen, so enthält die Zeitschrift von 1905—1907 Beiträge über:

	A	B	P	zu- sammen	in Proz. der 226	A in Proz. der 34 A	B in Proz. der 80 B	P in Proz. der 112 P
Geologie	10	60	76	146	64,6	29,5	75,0	67,9
Paläontologie	9	14	22	45	20,0	26,5	17,5	19,6
Geologie u. Paläontologie	5	—	—	5	2,2	14,7	—	—
Petrographie	8	6	8	22	9,7	23,5	7,5	7,1
Mineral. u. Lagerstättenl.	2	—	6	8	3,5	5,8	—	5,4
	34	80	112	226	100,0	100,0	100,0	100,0

Das räumliche Verhältnis der Aufsätze einerseits zu den Brieflichen Mitteilungen und Protokollen andererseits in diesen 3 Jahren von 1905—1907 ist wie 1420:1243 oder in Prozenten wie 53,3 : 46,7.

Daß endlich die geologische Behandlung Deutschlands andern Ländern gegenüber in unserer Zeitschrift nicht zu kurz gekommen ist, wird nicht nur durch den letzten Band (siehe Tabelle auf der vorigen Seite) sondern auch durch folgende Zahlen bewiesen:

¹⁾ A = Aufsätze; B = Briefliche Mitteilungen; P = Protokolle.

Es betreffen in den 3 Jahren von 1905—1907

von	Deutsch-land	Das übrige Europa	Afrika	Asien	Australien	Amerika	Zusammen	oder in Proz. der 202
Aufsätzen	18	8	2	2	—	2	32	15,8
Brieflichen Mitteilungen	60	6	1	2	3	—	72	35,7
Protokollen	72	19	4	2	—	1	98	48,5
zusammen	150	33	7	6	3	3	202	100,0
oder in Proz. der 202	74,2	16,3	3,5	3,0	1,5	1,5	100,0	

Aber auch vorher waren die entsprechenden Zahlen für Deutschland nicht ungünstig. Dieselbe Rechnung, für die letzten 10 Jahre von 1898—1907 ausgeführt, gestaltet sich nämlich folgendermaßen:

Es betreffen von	Deutsch-land	Das übrige Europa	Afrika	Asien	Australien	Amerika	Zusammen	oder in Proz. der 661
Aufsätzen	63	35	11	9	2	17	137	20,7
Brieflichen Mitteilungen	117	36	9	10	4	11	187	28,3
Protokollen	245	46	22	9	4	11	337	51,0
zusammen	425	117	42	28	10	39	661	100,0
oder in Proz. der 661	64,3	17,7	6,4	4,2	1,5	5,9	100,0	

Das räumliche Verhältnis aber der A : B + P war in dem 10jährigen Zeitraum von 1898—1907 wie 5356 : 3076 oder in Prozenten wie 63,5 : 36,5.

Herr RAUFF teilt ferner mit, daß er die ihm satzungsgemäß vorgeschriebene Kassenrevision vorgenommen und zusammen mit Herrn KRUSCH die Bibliothek revidiert habe. Beide Prüfungen haben einen ordnungsmäßigen Zustand ergeben. Die darüber aufgenommenen Protokolle werden der Gesellschaft vorgelegt.

Herr GRÄSSNER berichtet über die durch ihn und Herrn VOGEL vorgenommene Prüfung der vorjährigen Rechnung (1906/07), die in Basel nicht erfolgen konnte. Die Nachprüfung hat die Richtigkeit der Rechnung ergeben. Herr GRÄSSNER beantragt deshalb Entlastung des Rechnungsführers, die erteilt wird. Einige Vorschläge, die er schon vorher schriftlich gemacht hatte, um die Rechnungsführung übersichtlicher zu gestalten, waren bereits für den neuen Rechnungsabschluß von 1907/08 verwertet worden.

Als Rechnungsprüfer für das letzte Rechnungsjahr werden die Herren ULRICH und GRÄSSNER gewählt.

Herr KRUSCH berichtet über die Redaktion der Zeitschrift.

Im Laufe dieses Jahres, d. h. von der allgemeinen Versammlung in Basel bis zu der in Dresden, erschienen zehn Monatsberichte (und zwar Juni 1907 bis Juni 1908) mit zusammen 40 Vorträgen und 26 brieflichen Mitteilungen.

An Vierteljahrsheften sind seit dem vorjährigen Geschäftsbericht herausgegeben:

1906	Heft 4.
1907	- 3, 4.
1908	- 1, 2.

Zusammen sind also 5 Hefte mit 13 Abhandlungen und 35 Tafeln herausgegeben; hierzu kommen noch 9 Texttafeln in den Monatsberichten. Alle Rückstände sind nunmehr eingeholt. Monatsbericht 7 vom Juli 1908 liegt in der ersten Korrektur fertig vor. Heft 3 vom Jahrgang 1908 erscheint Ende September.

Vom nächsten Jahrgang an wird die Auflage der Zeitschrift um 80 auf 930 erhöht. Bei den Monatsberichten wird die Auflage 1030 betragen.

Nach Erledigung dieser geschäftlichen Angelegenheiten spricht Herr J. G. ANDERSSON über die Pläne des Internationalen Geologenkongresses, der 1910 in Stockholm tagen soll:

XI. Session des Internationalen Geologenkongresses in Stockholm 1910.

In der X. Sitzung des Internationalen Geologenkongresses in Mexiko 1906 luden die schwedischen Geologen den Kongreß ein, seine nächste Session in Stockholm zu halten, eine Einladung, die mit allgemeiner Zustimmung angenommen wurde. In Anbetracht der speziell für die geplanten Exkursionen nötig befundenen umfassenden Vorarbeiten wurde von schwedischer Seite der Wunsch ausgedrückt, die betreffende Sitzung, die eigentlich nach drei Jahren stattfinden sollte, bis auf 1910 zu verschieben. Es wurde die Entscheidung dieser Frage den schwedischen Geologen überlassen, und nachträglich ist von der schwedischen Organisationsversammlung das Jahr 1910 für die Sitzung in Stockholm festgesetzt worden.

Die Initiative zur Einladung des Internationalen Geologenkongresses nach Schweden wurde von dem geologischen Verein

in Stockholm am 4. Mai 1905 ergriffen durch Einsetzung eines Komitees, das die für das Unternehmen erforderlichen Geldmittel durch Beiträge von dem Staate usw. zusammenbrachte und die Einladung bei Gelegenheit der Session in Mexiko vorlegte.

Eine allgemeine Versammlung der schwedischen Geologen trat am 5. März 1907 in Stockholm zusammen, um für die Organisationsarbeit ein allgemeines Programm festzustellen. Von dieser Versammlung wurde auch dem früher bestehenden Komitee in Auftrag gegeben, für die weiteren Vorbereitungen als Exekutivkomitee zu fungieren. Nach dem Zurücktreten des früheren Direktors der geologischen Landesanstalt Schwedens, Prof. A. E. TÖRNEBOHM, als Vorsitzender des Komitees ist Prof. G. DE GEER an seine Stelle getreten. Der Schatzmeister des Komitees ist Prof. H. BÄCKSTRÖM, als Generalsekretär wirkt Prof. J. G. ANDERSSON, jetziger Direktor der geologischen Landesanstalt zu Stockholm.

Das schwedische Exekutivkomitee hält es für angebracht, daß bei der Sitzung des Kongresses in Stockholm vorzugsweise solche Fragen zur Diskussion aufgenommen werden, die durch die in Schweden oder in den Polargebieten vorhandenen geologischen Erscheinungen erklärt werden können. Es wäre deshalb folgenden Gebieten der geologischen Wissenschaft besondere Aufmerksamkeit zu widmen:

1. Die Geologie des Grundgebirges.
2. Die Geologie der Quartärzeit. (Insbesondere spät- und postglaziale Klimaveränderungen.)
3. Die Geologie der Polarländer.
4. Angewandte Geologie. (Insbesondere Größe und Verbreitung der Eisenerzvorräte der Erde.)

In Verbindung mit dem Kongresse sind zahlreiche und ausgedehnte Exkursionen geplant:

Vor der Sitzung:

1. Nördliches Schweden. (Norrländ.)
 - a) Überschiebungen, postarchaische Eruptivgesteine, Erzvorkommen. 20 Tage.
 - b) Erzlagerstätten von Gällivara und Kirunavara. 10 Tage.
 - c) Glaziale Bildungen in Jämtland. 10 Tage.
 - d) Glaziale Bildungen in Norrbotten. 10 Tage.
2. Spitzbergen. Etwa drei Wochen.
3. Torfmoore in Mittelschweden. 6 Tage.

Während der Sitzung:

Mehrere eintägige Exkursionen.

Nach der Sitzung:

1. Fünf gleichzeitige Exkursionen im südlichen Schweden mit Ausnahme von Schonen. 12 Tage.
 - a) Grundgebirge,
 - b) Cambrium-Silur,
 - c) Quartär,
 - d) Erzkommnisse,
 - f) Allgemeine geographisch-geologische Exkursion.
2. (Nach 1.) Drei gleichzeitige Exkursionen in Schonen. 7 Tage.
 - a) Cambrium-Silur,
 - b) Mesozoicum,
 - c) Quartär.

Die ersten Exkursionen (nach Spitzbergen und Norrland) nehmen ihren Anfang ungefähr am 25. Juli, die Kongreßsitzung wird etwa den 18.—26. August stattfinden, und die letzten Exkursionen (in Schonen) werden Mitte September beendet.

Diese Pläne sind nur vorläufig; Änderungen darin können noch vorgenommen werden.

Alle Korrespondenz, den künftigen Kongreß betreffend, ist an den Generalsekretär, Prof. J. G. ANDERSSON, Stockholm 3, zu richten.

Herr RAUFF dankt dem Vortragenden für seine Mitteilungen.

Herr JAEKEL bringt für 1910 Greifswald als Versammlungsort der Deutschen geolog. Gesellschaft in Vorschlag.

Herr WAHNSCHAFFE regt an, die Versammlung in diesem Jahre ausfallen zu lassen, da die reichen Darbietungen des internationalen Kongresses keine ausreichende Zeit für eine Sonderversammlung gewähren würden.

Herr BEYSLAG stimmt den Vorschlägen von Herrn JAEKEL bei. Eine Beschlußfassung darüber wird auf das nächste Jahr verschoben.

Für das Jahr 1909 liegen zwei Einladungen zur Abhaltung der Hauptversammlung vor.

Herr GOTTSCHKE ladet die Gesellschaft nach Hamburg ein. Vor der Versammlung könnte in 2—3 Tagen entweder das holsteinische Endmoränengebiet oder Lüneburg-Stade-

Hemmoor besucht werden. Nach der Versammlung würden 4—5 Tage ausreichen, um Helgoland, Sylt und die Halbinsel Broacker kennen zu lernen, auch einen Abstecher über die dänische Grenze zu machen.

Herr KLEMM übermittelt eine Einladung, Darmstadt als nächstjährigen Ort der Hauptversammlung zu wählen, wobei er als Exkursionsgebiet vor der Tagung das rheinhessische Gebiet, während der Versammlung die Darmstädter Umgebung, nachher den Odenwald und Oberhessen in Vorschlag bringt. Bei der Abstimmung über diese beiden Einladungen wird Hamburg als nächstjähriger Versammlungsort gewählt, Darmstadt für 1911 in Aussicht genommen.

Als Zeit für die nächstjährige Versammlung in Hamburg wird nach den begründeten Vorschlägen der Herren GOTTSCHÉ und JAEKEL Mitte September festgesetzt und Herr GOTTSCHÉ zum Geschäftsführer bestellt.

Die Rechnungsprüfung für das Geschäftsjahr 1907/08 hat inzwischen stattgefunden. Herr GRÄSSNER beantragt, dem Kassenwart Entlastung zu erteilen und dem Vorstand den Dank der Versammlung durch Erheben von den Sitzen abzustatten. Dies geschieht.

Herr RAUFF berichtet sodann über die Satzungsänderungen, die durch Vorstand und Beirat im Auftrage der letzten Hauptversammlungen entworfen worden sind. Er macht darauf aufmerksam, daß materielle Änderungen an diesem Entwurfe bei der vorzunehmenden Beschlußfassung nicht mehr möglich seien, sondern nur noch redaktionelle.

Herr VORWERG spricht sich gegen die neuen Satzungen aus, desgleichen Herr JAEKEL, der schließlich seine Ansicht dahin zusammenfaßt, daß sowohl formell wie materiell eine Überarbeitung des vorliegenden Entwurfes nötig sei. Er stellt den Antrag, den jetzigen Entwurf nicht anzunehmen, sondern einem Redaktionskomitee zur Überarbeitung zu überweisen.

An der weiteren Diskussion beteiligen sich die Herren RAUFF, VORWERG, BEYSLAG, ROTHPLETZ und GRÄSSNER. Herr GRÄSSNER weist darauf hin, daß die neuen Statuten erst dem Register-Richter hätten vorgelegt werden müssen, da bei einer nachträglichen Bemängelung durch diesen eine heutige Beschlußfassung unnütz wäre.

Nachdem sich Herr VORWERG noch über die Grundsätze, nach denen Statuten entworfen werden müßten, verbreitet hatte, stellt Herr DATHE den Antrag auf Schluß der Debatte, der angenommen wird.

Herr RAUFF läßt sodann darüber abstimmen, ob der neue Statutenentwurf, vorbehaltlich formaler Abänderungen durch den Register-Richter, anzunehmen wäre. Die Abstimmung ergibt die Ablehnung. Die alten Statuten bleiben also weiter in Kraft.

Herr CREDNER regt an, den Geologenkalender unter Aufsicht der Deutschen geolog. Gesellschaft herstellen zu lassen.

Herr BEYSCHLAG teilt darauf mit, daß die schon lange geplante Herausgabe eines neuen Jahrganges durch längere Krankheit des Redakteurs verhindert worden sei, und bittet, daß der Vorstand der Deutschen geologischen Gesellschaft die Angelegenheit in die Hand nehme, derart, daß, wenn der Verleger MAX WEG die Kosten des Druckes und der Herausgabe übernehmen wolle, der Vorstand das Manuskript liefern würde. Müsse ein Geldopfer gebracht werden, so sei Herr BEYSCHLAG bereit es durch die Königl. Preuß. Geologische Landesanstalt zu übernehmen. Auch Herr JAEKEL spricht sich dafür aus, daß die Gesellschaft den Kalender herausgebe, und Herr BEYSCHLAG stellt den Antrag, den Vorstand zu beauftragen, weitere Schritte zur Herausgabe zu tun. Dieser Antrag wird angenommen.

Hierauf wurde die Sitzung geschlossen.

v.	w.	o.
P. G. KRAUSE.	KRUSCH.	KÜHN.

Protokoll der 2. allgemeinen Sitzung am 7. Aug. 1908.

Beginn: 12 Uhr 10 Min.

Der Vorsitzende, Herr WAHNSCHAFFE, eröffnet um 12 Uhr 10 Min. die wissenschaftliche Sitzung. Zum Vorsitzenden des nächsten Tages wird Herr KALKOWSKY gewählt.

Hierauf sprach Herr K. FRICKE über die Förderung des geologischen Unterrichts an den höheren Lehranstalten.

Die Geologie ist ein unentbehrlicher Bestandteil des naturwissenschaftlichen Unterrichts. Als Lehre von der Ent-

wicklung unserer Erdrinde, von der Entstehung der Gebirge und Meere, der Gesteine, der Erzlagerstätten usw. ist ihre Kenntnis für alle Gebildeten von Bedeutung. Den biologischen Wissenschaften gibt sie durch Betonung des entwicklungsgeschichtlichen Moments den Charakter einer wirklichen Naturgeschichte. Andererseits setzt die Geologie ebensowohl Kenntnisse aus der Physik, Chemie und Mineralogie wie auch aus der Zoologie und Botanik voraus, so daß ein fruchtbarer Unterricht in der Geologie nur in Verbindung mit den genannten Wissensgebieten denkbar ist.

An der Hand der geschichtlichen Entwicklung des höheren Schulwesens wird gezeigt, daß der naturgeschichtliche Unterricht zu allen Zeiten einen schweren Stand gehabt hat und wiederholt zugunsten des fremdsprachlichen Unterrichts gekürzt wurde. Eine Aussicht auf ausgiebige Verwertung des naturwissenschaftlichen Wissensbereiches, insbesondere auch der Geologie, der eine unvergleichliche Kraft der Aufklärung innewohnt, bietet sich in Preußen erst seit der Schulreform von 1900, durch die neben dem humanistischen Gymnasium auch das Realgymnasium und die Oberrealschule nicht nur als gleichwertig, sondern jetzt auch im wesentlichen als gleichberechtigt anerkannt wurden. Auch in diesen Realanstalten, die von vornherein den Naturwissenschaften einen breiteren Spielraum gewährten, wurde im Jahre 1879 der biologische und geologische Unterricht aus den oberen Klassen wieder entfernt. Seit dem Jahre 1901 gelang es durch wiederholte und nachdrückliche Kundgebungen auf den Naturforscherversammlungen zu Hamburg, Cassel und Breslau, die Aufmerksamkeit der Schulbehörden und weiter Kreise der Gebildeten auf die hohe wirtschaftliche wie erzieherische Bedeutung dieser Zweige der Naturwissenschaft zu lenken. Eine im Jahre 1904 auf der Naturforscherversammlung zu Breslau gewählte Unterrichtskommission hat dann in dreijähriger mühevoller Arbeit Vorschläge für die Gestaltung des gesamten mathematischen und naturwissenschaftlichen Unterrichts wie auch für eine zweckentsprechende Ausbildung der Lehramtskandidaten ausgearbeitet, in denen der Geologie sowohl eine selbständige Behandlung im Unterrichte der oberen Klassen unserer höheren Lehranstalten wie auch eine selbständige Stellung als Prüfungsfach für das höhere Lehramt zugewiesen wurde. In Verbindung mit der Mineralogie soll das Studium der Geologie gemeinsam mit dem der Chemie und der biologischen Fächer eine volle Lehrbefähigung ausmachen; erwünscht ist es, daß auch das Studium der Geographie sich

mit dem dieser naturwissenschaftlichen Gruppe immer häufiger verknüpfen möge.

Eine ganz entsprechende Bewegung ist seit Beginn dieses Jahres auch in Österreich ins Leben gerufen, an der auch die neugegründete Wiener geologische Gesellschaft lebhaft beteiligt ist. (Vgl.: Der naturwissenschaftliche Unterricht an den österreichischen Mittelschulen. Wien, F. TEMPSKY, 1908.)

Die Unterrichtskommission der Gesellschaft Deutscher Naturforscher und Ärzte hat im vorigen Jahre auf der Naturforscherversammlung zu Dresden ihre Arbeiten beendet und die Ergebnisse in einem stattlichen Bande als Gesamtbericht „über die Tätigkeit der Unterrichtskommission der Gesellschaft Deutscher Naturforscher und Ärzte“ (Leipzig, B. G. TEUBNER, 1908) niedergelegt. An ihrer Stelle ist eine Vereinigung auf umfassender Grundlage ins Leben gerufen, der die hervorragendsten mathematischen, technischen, medizinischen und naturwissenschaftlichen Gesellschaften Deutschlands, unter ihnen auch die Deutsche geologische Gesellschaft, beigetreten sind. Ihre Delegierten haben sich im Januar d. J. in einer Sitzung zu Cöln a. Rh. als „Deutscher Ausschuß für den mathematischen und naturwissenschaftlichen Unterricht“ konstituiert, um die Durchführung der Reformvorschläge der Unterrichtskommission und die weitere Bearbeitung der damit zusammenhängenden Fragen in die Wege zu leiten. Zur Erreichung des vorgesteckten Zieles bedarf es der tatkräftigen Unterstützung aller beteiligten Kreise; die entgegenstehenden Schwierigkeiten, insbesondere das durch jahrhundertelange Tradition befestigte Vorurteil von dem unerreichbaren Bildungswerte des fremdsprachlichen Unterrichts, sind nur durch das planvolle Zusammenwirken aller Freunde einer zeitgemäßen naturwissenschaftlichen Unterweisung des heranwachsenden Geschlechts zu überwinden.

An der Diskussion beteiligen sich die Herrn POMPECKJ, WEIGAND, WAHNSCHAFFE, SCHJERNING, JAEKEL, FRICKE und LENK. Herr LENK beantragt die Annahme einer Resolution mit dem Wortlaut:

Die Deutsche geologische Gesellschaft begrüßt auf das wärmste die Bestrebungen des Deutschen Ausschusses für mathematischen und naturwissenschaftlichen Unterricht in bezug auf die Ausbildung der Lehramtskandidaten in Geologie, insbesondere den Wunsch, daß die Geologie in die Reihe der selbständigen Prüfungs- und

Unterrichtsfächer der höheren Schulen aufgenommen werde.

Ferner wird beantragt, daß Herrn POMPECKJ die Begründung der Resolution in der Presse übertragen werde.

Zu dem Antrage spricht noch Herr WICHMANN. Beide Anträge werden einstimmig angenommen.

Herr F. SOLGER sprach über den Rückzug des diluvialen Inlandeises aus dem mittleren Norddeutschland.

Unter den mancherlei Fragen, die die allgemeine Betrachtung des norddeutschen Diluviums bietet, hat die nach dem Wege, auf dem sich das Eis zurückgezogen hat, früh die Aufmerksamkeit der Forscher erregt, zunächst im Zusammenhange mit der Entstehung unseres norddeutschen Flußnetzes. Sofort nach dem Siege der Glazialtheorie erkannte BEHRENDT, daß jene eigentümlichen Pforten zwischen den Systemen der großen norddeutschen Ströme, wie wir sie bei Eberswalde, Müllrose, u. a. O. finden, nur im Zusammenhange mit dem Eisrückzuge erklärt werden könnten. Die gänzlich veränderten Abflußverhältnisse gegenüber der Jetztzeit, die ein Hinüberdringen des Oderwassers zur Elbe bei Müllrose und Eberswalde oder des Weichselwassers zur Oder bei Bromberg voraussetzt, sind zweifellos nur denkbar unter den besonderen Bedingungen, die das Auftreten großer Schmelzwassermengen bei gleichzeitiger Absperrung gewisser heute offener Wege durch das damals noch vorhandene Eis schuf. Die Benutzung der Pforte von Eberswalde durch Wasser aus dem heutigen Odergebiet ist nur denkbar, wenn der ungleich tiefere Abflußweg nach Norden damals noch durch das Eis verschlossen war. Ähnlich verhält es sich bei Bromberg, und als BEHRENDT diese beiden Pforten durch sein Thorn-Eberswalder Tal verbunden hatte, lag es nahe, auch die beiden dazu gehörigen Eisrandlagen zu verbinden und eine zusammenhängende Linie des damaligen Eisrandes nördlich des ganzen Thorn-Eberswalder Tales anzunehmen. Weiter südlich unterschied BEHRENDT dann noch das Berlin-Warschauer und das Glogau-Baruther Tal, und schon 1879 schrieb er mit Bezug auf die zwischen diesen Tälern gelegenen Geländewellen (diese Ztschr. 1879, 31, S. 17):

„Diese Wellen der Oberfläche entsprechen offenbar dem allmählich zurückweichenden Gletschereisrande, und in ihren Wellentälern schnitt sich ganz naturgemäß der Lauf zunächst

der . . . zu mächtigen Strömen anschwellenden Schmelzwasser und demnächst später der regelrechten Flußläufe tiefer und tiefer ein (Urstromsystem). . . Gerade infolge des emporquellenden Landes verlegte sich der Hauptstrom dieses Flußsystems ruckweise und mit Benutzung der zum Gletscherande rechtwinkligen Schmelzwasserrinnen diesem Rande folgend mehr und mehr nördlicher, bis endlich nach gänzlichem Rückzuge des Eises und Bildung der Ostsee unter weiterer Benutzung der vorhandenen Rinnen . . . ein vollständiges Umsetzen des einheitlichen Flußsystems in eine Anzahl nordwestlich und nördlich fließender gesonderter Ströme die heutigen Verhältnisse herstellte.“

Diese Auffassung ist rasch und so allgemein verbreitet worden, daß es wohl kaum ein populäres Werk über Norddeutschland gibt, das sie nicht anführte. An ihrer weiteren Ausbildung haben bekanntlich in erster Linie WAHNSCHAFFE und KEILHACK gearbeitet, und sie gilt als ein so gesichertes Ergebnis der norddeutschen Glazialforschung, daß es vermessen erscheinen mag, wenn ich hier einer abweichenden Erklärung das Wort reden will. Ich bin mir auch wohl bewußt, daß diese nicht fertig aus dem Kopfe des Zeus gesprungen ist, sondern noch vieles unerklärt lassen, manche Erklärungen mehr ahnen muß, als daß sie sie beweisen kann. Ich würde es auch nicht wagen, damit vor die Deutsche geologische Gesellschaft zu treten, wenn ich nicht in einer immerhin fünfjährigen, dauernden Beschäftigung mit der Frage die sichere Überzeugung gewonnen hätte, daß die „Urstromtäler“ niemals von einheitlichen Strömen in ihrer ganzen Länge durchflossen worden sind. Für das Baruther Tal habe ich das, wenigstens was dessen brandenburgischen Anteil betrifft, in einer im vorigen Jahre erschienenen Arbeit nachzuweisen gesucht¹⁾, für die Umgebung des Odertales in einem Vortrage in dieser Gesellschaft im November vorigen Jahres²⁾. Ich verfolgte dabei u. a. die Terrassenbildungen der Pleiske, die südlich von Frankfurt von Osten in die Oder mündet, und wies darauf hin, daß hier ein altes Flußbett, das im Osten aus einem Sandr hervorgeht, also von Schmelzwassern geschaffen sein muß, auf die Oder in einer Meereshöhe von etwa 35 m mündet, während der Abfluß durch die Müllrosener Pforte in 45, der über Eberswalde in 39 m Höhe liegt. Jene Schmelzwässer konnten unter der

¹⁾ Zur Morphologie des Baruther Haupttales in seinem brandenburgischen Teile. Archiv der Brandenburgia 1907, S. 165 ff.

²⁾ Die Entstehung des brandenburgischen Odertales. Diese Zeitschr. 59, 1907, Monatsber. 10/11, S. 230 ff.

Voraussetzung, daß seitdem keine tektonischen Bewegungen die Beweiskraft der Terrassen überhaupt zerstört haben, nur den Abfluß durch das Randow-Tal in 15—20 m Höhe gewählt haben. Daraus schloß ich, daß der Eisrand ungefähr in der Richtung von der oberen Pleiske nach der Randow verlaufen sein müsse, also ziemlich quer zum Thorn-Eberswalder Tale.

Ich möchte hier nochmals darauf eingehen, warum ich als Ausgangspunkt meiner Untersuchungen nicht die Endmoränen, sondern die Talsysteme gewählt habe. Erstens haben wir für die Entscheidung, ob ein bestimmtes Gebilde eine Endmoräne ist, kein rezentes Vergleichsmaterial, denn wir kennen kein rezentes Inlandeis, dessen Rand unter einigermaßen ähnlichen Verhältnissen sich befände wie das ehemalige norddeutsche. Zweitens aber sind solche Moränen fast immer nur bruchstückweise zu verfolgen, und die Zusammengehörigkeit bzw. Gleichaltrigkeit derartiger Bruchstücke ist dann nur daraus zu erkennen, daß die von ihnen ausgehenden Abflußsysteme eine Einheit bilden. Ich suche also durch Verfolgung der diluvialen Terrassen die glazialen Schmelzwasserwege festzustellen und mache danach indirekt Rückschlüsse auf die zugehörige Eislage, eine Methode, die übrigens KEILHACK schon bei seinen Untersuchungen über die pommersche Hydrographie angewendet hat. Ich möchte heute zunächst mit den Wartheterrassen beginnen.

KEILHACK glaubte, die oberste Terrasse des Thorner Tales von Bromberg bis Landsberg mit einer allmählichen Senkung von 75 auf 40 m verfolgen zu können und von Eberswalde bis Havelberg mit einer Senkung von 40 auf 25—30 m. „Zwischen diesen beiden Flußstrecken aber liegt eine mehr als 100 km lange Strecke, in welcher die oberste Terrasse keine Senkung mehr zeigt, sondern sich allenthalben in einer Höhe von 40 m an das Plateau anlegt, um sich nach der Mitte des Tals zu auf etwa 35 m zu senken.“¹⁾

Damit wäre allerdings die Einheitlichkeit dieses ganzen Talstücks notwendig anzunehmen, und die Pleisketerrasse ließe sich dann nur erklären durch die Annahme, daß auf der Höhe des Sternberger Plateaus beim allgemeinen Rückzuge des Eises eine gesonderte Kappe liegen geblieben wäre, deren späteres Abschmelzen nach Eisfreiwerden der Randow-Mündung zur Bildung der Pleisketerrasse geführt haben müßte. Diese Erklärung würde mich nicht befriedigen, da ein so lange

¹⁾ Die Stillstandslagen des letzten Inlandeises usw. Jahrb. d. Kgl. Preuß. geol. Landesanst. f. 1908, S. 111.

zurückbleibendes Eis notwendig sehr langsam tauen mußte, also auch entsprechend geringe Schmelzwasserbäche ergab, auch keinen Nachschub mehr von seinem Nährgebiet empfangen konnte und daher beim Abschmelzen rasch seinen Rand rückwärts verlegen mußte. Dadurch werden stärkere Erosionskräfte, die längere Zeit auf die gleiche Stelle wirkten, beim Abschmelzen solchen Eises wenig wahrscheinlich. Ich glaube aber auch, daß sich die Terrassen des Warthe-Netze-Tales ungewungen mit einer quer über dies Tal gehenden Eisrandlage vereinigen lassen. Da die Verfolgung dieser Terrassen ziemlich schwierig ist, so möchte ich in der beistehenden Figur durch Veröffentlichung des Materiales, auf das ich mich stütze, jedem Fachgenossen Gelegenheit geben, meine Schlüsse nachzuprüfen. Freilich habe ich dazu keine selbstständigen Höhenmessungen gemacht, sondern mich auf diejenigen der Meßtischblätter gestützt. Da Herr Geheimrat JENTZSCH vor kurzem meine Dünenstudien dahin charakterisierte, daß sie sich „auf die Meßtischblätter stützten“,¹⁾ so sehe ich mich veranlaßt, hier über diese Quelle etwas zu sagen. Ich habe zwar nie eine Beobachtung an Dünen veröffentlicht, die ich nicht im Gelände selbst geprüft hätte; hier bei den Wartheterrassen aber habe ich mich hinsichtlich der Höhenangaben, auf die ja alles ankommt, rein auf die Meßtischblätter verlassen, und zwar aus Gründen der Exaktheit; denn ich traue mir nicht zu, solche Messungen genauer auszuführen als die Königliche Landesaufnahme. Nach diesen Angaben habe ich nun in der beistehenden Figur eine Reihe von Profilen durch den Nord- und Südabhang des Warthetales zwischen Vietz und Landsberg gelegt, aus denen mit Klarheit hervorgeht, daß eine gefällose 40 m-Terrasse in dieser Strecke nicht auftritt. Das ersieht man sofort aus den Südprofilen (Fig. 1), in denen die oberste Terrasse²⁾ eine Senkung von etwa 60 auf etwa 40 m zeigt wie auch alle tieferen Terrassen, die sämtlich tiefer liegen als der Abfluß über Eberswalde, ein deutliches Gefälle nach Westen besitzen. Noch verwickelter sind die Verhältnisse im Norden. Alle Terrassen, die dort auftreten, lassen sich nur auf kurze Strecken verfolgen; aber sie alle zeigen westwärts gerichtetes Gefälle. Besonders bei Dühringshof schneidet eine solche Terrasse deutlich die 40 m-Linie (anscheinend auch östlich Vietz, vgl. Profil I—III und V, VII, IX). Es sind also anscheinend zahlreiche Täler

¹⁾ Diese Zeitschr. 60, 1908, Monatsber. 5, S. 121.

²⁾ Ob es sich hier überhaupt um eine Flußterrasse handelt, möchte ich nicht mit Sicherheit entscheiden.



Fig. 1 a.

Profile vom Nordrand des Warthetales zwischen Vietz und Landsberg a. W.

- I und II nördlich Vietz.
- III und IV nördlich Pyrehne.
- V bei Dölleusradung.
- VI bis VIII bei Dühringshof.
- IX und X bei Zennin.
- XI und XII bei Loppow.

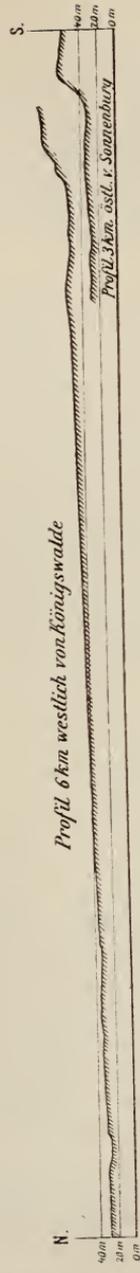


Fig. 1 b.

Profile vom Südrande des Warthetales zwischen Küstrin und Landsberg a. W.

mit westlichem Gefälle gleichsam ineinander geschachtelt, wobei die jüngeren Talbildungen immer weiter östlich beginnen, mithin ein Zurückweichen des Eisrandes gegen Osten andeuten.

Aber auch, wenn wir eine solche Einschachtelung verschiedener Talstücke noch nicht als bewiesen annehmen wollen, und ich selbst möchte diese Erklärung noch mit allem Vorbehalt aussprechen, so kann wenigstens der Küstriner Stausee fallen gelassen werden, da er keine Spuren hinterlassen hat.

Dagegen finden wir das Warthetal in großer Breite bis auf ein Niveau von unter 20 m erodiert. In derselben Höhe ist gegenüber der Einmündungsstelle der Warthe die Oderbruchniederung weit gegen Westen ausgebuchtet, so daß nur der schmale Reitweiner Sporn gegen das südlich dazukommende Odertal stehen geblieben ist. Diese Ausbuchtung des Oderbruches entspricht genau der Altmärker Wische an der Elbe. Dort handelt es sich um eine Ausbuchtung des Elbtales gegenüber der Einmündung des von Osten durch das heutige Havelländische Luch gekommenen Schmelzwasserstromes. Diese Ausbuchtungen zeigen, daß zeitweilig der Wasserzufluß von Osten an beiden Stellen erheblich größer war als von Süden; denn an beiden Orten lenkt er jenen vollständig ab. Für die Warthe fällt dieser Zustand aber in einen Zeitpunkt, als das Erosionsniveau mindestens nicht höher lag als der heutige Talboden, d. h. als der Ausfluß durch die heutige Odermündung schon offen sein mußte. Daß ein so großer Wasserzufluß, der sogar die Oderwasser völlig nach Westen zu drängen vermochte, durch das Warthetal nur geströmt sein kann, wenn er von Schmelzwässern gespeist wurde, bedarf wohl keiner besonderen Betonung, und so ergibt sich ein einheitlicher Schmelzwasserweg durch Warthe und untere Oder, der jünger sein muß, als der höhere Abfluß über Eberswalde. Er setzt eine eisfreie Odermündung voraus, während im oberen Warthegebiet das Eis noch nicht verschwunden war.

Die heutige Gliederung des Thorn-Eberswalder Tales in einen Elb- und einen Oderabschnitt mit ganz verschiedenem Erosionsniveau muß somit schon unter der Wirkung glazialer Wasser erfolgt sein.

Wir finden auch hier das gleiche Schema, das ich in den verschiedenen Abschnitten des Baruther Tales an den Pforten von Baruth, Luckenwalde und am Fiener Bruch¹⁾ fest-

¹⁾ Archiv der Brandenburgia 1907, S. 165 ff.

stellen konnte, und das ich durch das nebenstehende Diagramm kennzeichnen möchte. (Fig. 2.)

Für die drei Fälle, in denen dies Schema beim Baruther Tal zutrifft, habe ich zur Erklärung der nordwärts gerichteten Abflüsse die Arbeitshypothese aufgestellt, daß diese Senken durch Stillstandslagen des Eisrandes hervorgerufen wurden, der unter sich den Boden niederdrückte, während er vor sich, also im Westen, eine Geländeschwelle aufpreßte oder aufschüttete.

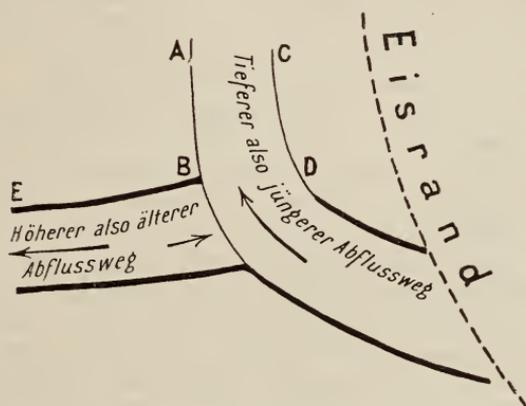


Fig. 2.

Bei den Pforten im Baruther Tale ist nämlich jedesmal der Talrand A B des Diagramms hoch, der Rand C D mehr oder weniger flach. Beim unteren Odertal fehlt dieser Gegensatz, da wir es hier ja auch nach der herrschenden Ansicht mit einer tektonischen Senke zu tun haben, nicht mit einer Eisstauchungsmulde. Anders ist es beim Oderbruch. Schon in meinem Novembervortrage habe ich mit Rücksicht auf die großartigen Stauchungen, die wir auf der Lebus-Barnimer Seite des Bruches finden, die Ansicht ausgesprochen, daß die Mulde des Oderbruches ursprünglich aus einer Niederpressung unter dem Eisrande entstanden sei, dessen Richtung wir ja etwa dem Bruche parallel annehmen mußten. Diese Eisrandlage halte ich für dieselbe, die die uckermärkische Endmoräne erzeugt hat.

Indem ich wegen der Eisrandlagen, die sich weiter im Westen vermuten lassen, auf meine Arbeit über das Baruther Tal verweise, gehe ich jetzt zu dessen westlichem Ende über, zu dem sogenannten Elbdurchbruch.

Soviel Interessantes dieses Stück des Elblaufes bietet, so beschränke ich mich hier auf das, was für die Beurteilung des Eisrückzuges von Wichtigkeit ist, und verweise im übrigen auf die Darstellungen von WAHNSCHAFFE, KEILHACK und KÜHN¹⁾, von denen ich mich der letzteren im allgemeinen durchaus anschließen kann. Wo die Elbe zwischen dem Fläming und der Lüneburger Heide in das Flachland hinaustritt, hat sie einen flachen Schuttkegel aus Talsand gebildet, dessen Wurzel etwa bei Burg liegt, und über den ursprünglich mehrere Elbarme hinströmten. Das Bett des östlichsten dieser alten Elbarme wird jetzt von dem Ihle- und Plaueschen Kanal und von der Stremme benutzt, während die Elbe selbst heute dem westlichsten Arme über Arneburg folgt. Aber ehe die Deiche vorhanden waren, drang bei Hochwasser immer noch Elbwasser in die östlicheren Läufe und damit ins Havelgebiet. Rathenow verdankt diesem Umstande seine aus Elbschlick bestehenden berühmten Tonlager. Auffallenderweise ist diese Mündung der Elbe in das Haveltal südlich von Rathenow viel weiter als das heute benutzte Bett bei Arneburg. Berücksichtigt man ferner, daß letzteres in ein flaches Plateau eingengagt ist und immer noch reichlich ebenso hoch liegt wie der Lauf über Rathenow, so ist es kaum verständlich, daß die Elbe überhaupt neben dem Rathenower Arm noch den Arneburger eingengagt hat. Man wird annehmen müssen, daß das Rathenower Tal noch versperrt war, als bei Arneburg kein Eis mehr lag, und daß damals sich das Elbwasser den Ausweg über Arneburg schuf, der mithin von vornherein ein wenig tiefer gelegen haben muß als der noch ältere Elbarm über Stendal. Dieser Gedanke erscheint noch überzeugender, wenn wir in der Niederung zwischen Genthin und Rathenow mehrfach Reste steiler Höhenrücken finden, die wie der bei Leopoldsburg durch bogenförmigen Verlauf z. T. ganz entschieden einen endmoränenartigen Eindruck machen. Diese Endmoränenreste schließen sich unmittelbar an die Eisrandlage an, die ich am Westrande des Planetales²⁾ angenommen habe, während deren ein Schmelzwasserabfluß durch das Fiener Bruch stattfand und der Eisrand im übrigen weiter im Süden auf den Höhen des Fläming gelegen haben muß. Von dort strömten seine Abflüsse nach Süden ins Elb- und Elstertal

¹⁾ WAHNSCHAFFE: Jahrb. d. Kgl. Preuß. geol. Landesanst. f. 1882, S. 439. — KEILHACK: ebenda f. 1886, S. 236 ff. — KÜHN: Elbstromwerk, Bd. I, S. 204.

²⁾ Archiv der Brandenburgia 1907, a. a. O.

und vereinigten sich mit den von den Mittelgebirgen herkommenden Wassern der Saale, Elbe und Spree, vielleicht auch noch weiterer östlicherer Flüsse. So entstand ein Urstrom, der über Magdeburg und Burg in das Flachland einströmte und hier den besprochenen Schuttkegel baute. Gegenüber seinen Wassern waren die aus dem Fiener Bruch abfließenden Schmelzwasser natürlich unbedeutend, und so wird es verständlich, daß der Schuttkegel quer vor dieser Mündung des „Baruther Tales“ liegt, ohne durch dessen Wasser merklich beinflußt zu sein.

Nördlich von Rathenow können wir den Eisrand etwa in der Linie Göttlin—Kamern weiter verfolgen, wo ihm ein großer Sandr westlich vorgelagert ist. Da die Elbe ihren Weg dann geradlinig nach Norden nimmt, dürfen wir wohl schließen, daß das Eis hier nicht weiter nach Westen reichte, sondern etwa in der Linie Kamern—Havelberg lag.

Das paßt gut zu gewissen Spuren einer Eisrandlage in der Priegnitz, die ich hier aus Mangel an Raum nur kurz skizzieren kann. Auf der Wasserscheide zwischen Jägelitz und Karthane liegt südlich von Dannenwalde das „Große Luch“, das durch seine steilen Ränder und durch das sich westlich daran anschließende Erosionstal der Karthane erkennen läßt, daß hier einst ein Strom von Osten her hindurchgegangen ist. Damals mußte also die Jägelitzniederung noch vom Eise bedeckt sein, da sonst das Schmelzwasser durch sie einen tieferen Abfluß gefunden hätte. Ich finde die ungefähre Lage des Eisrandes durch Verbindung der Scharfen Berge bei Wittstock mit den Scharfen Bergen bei Glöwen, die ich als Endmoränenreste betrachte. In dieselbe Zeit möchte ich auch die Bildung einer Endmoräne verlegen, die sich in bogenförmigem Verlaufe von den Kronsbergen südwestlich Pritzwalk bis zur Stepenitz nördlich von Perleberg und über diese hinaus gegen Norden bis an die Ruhner Berge hinzieht. Diesen auch wohl als Os angesprochenen Höhenzug sehe ich als Endmoräne an, da die Gliederung des Geländes innerhalb und außerhalb des Bogens ganz verschieden ist. Eine nähere Beschreibung der sehr interessanten Verhältnisse hoffe ich bald veröffentlichen zu können. Diese Moräne entspricht einem Eislappen, der zwischen den Ruhner Bergen und den Warnsdorfer Höhen sich durch die Putlitzer Pforte hindurch nach Süden vorschob. Der weiter östlich durch die Warnsdorfer Höhen zurückgehaltene Eisrand setzte sich dann jedenfalls fort in den schon erwähnten Scharfen Bergen bei Wittstock.

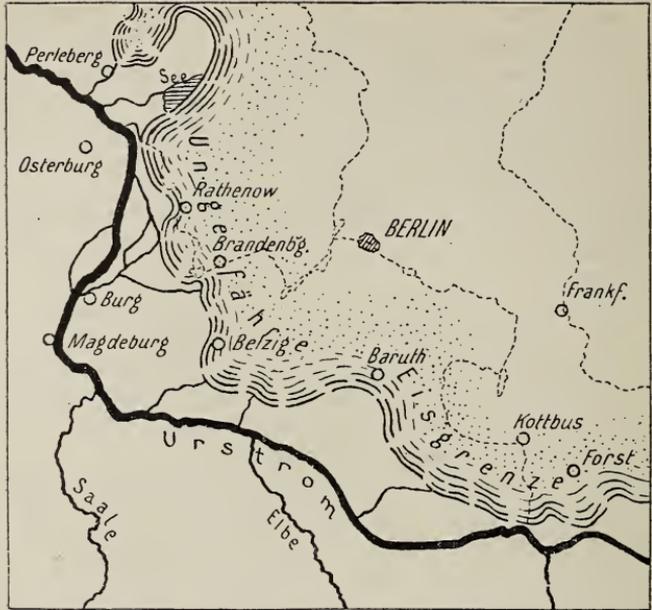


Fig. 3.

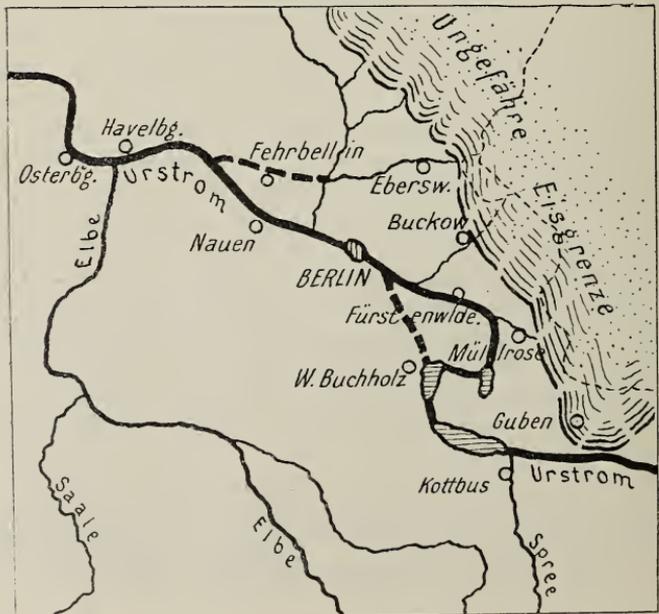


Fig. 4.

Anm. zu Fig. 4 und 5:
Der gestrichelte Flußlauf von Wendisch-Buchholz nach Berlin in Fig. 4 entspricht einer früheren Eisrandlage, etwa bei Fürstenwalde, der Lauf über Fehrbellin wurde vermutlich nur vor Bildung des südwärts gerichteten Havellaufes benutzt.

Zwischen Fig. 4 und 5 sind Übergangsstadien derart einzuschalten, daß der Urstrom zeitweise zuerst die Müllroser, dann die Eberswalder Pforte zum Durchtritt in das Elbgebiet benutzte, bis er in Fig. 5 seinen Abfluß innerhalb des Oder-systems durch das Randowtal fand.

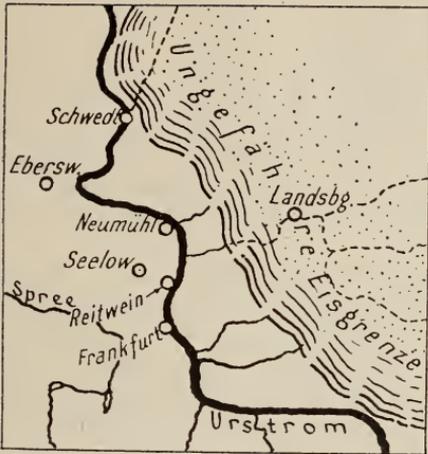


Fig. 5.



Fig. 6.

Fig. 3—6: Abflußwege der Schmelzwässer während verschiedener Stadien des Eistrückzuges aus dem mittleren Norddeutschland.

Die hiernach auf der beigegebenen Skizze (Fig. 3) eingetragene Eisrandlage ist natürlich nur eine hypothetische, und ich habe hier keineswegs alle Gründe anführen können, die für sie sprechen. Im einzelnen können nähere Untersuchungen noch manche Abweichungen ergeben. Mir kommt es hauptsächlich auf die Tatsache an, daß der Urstrom, dem Laufe der Elbe folgend, von Magdeburg schon durch eisfreies Gebiet nordwärts floß, als er weiter im Westen noch Schmelzwasserzuflüsse von den Höhen des Flämings bekam und dadurch befähigt wurde, den Schuttkegel von Burg bis Rathenow aufzubauen.

Ich möchte kurz versuchen, noch einige weitere Stadien des Eisrückzuges zu zeichnen, stets mit dem gleichen Vorbehalt, daß ich im einzelnen Berichtigungen durch die geologische Spezialaufnahme für sehr möglich halte und nur die allgemeine Richtung des Eisrandes und das zugehörige Abflußsystem für einigermaßen festgelegt ansehen möchte.

Fig. 4 stellt Verhältnisse dar, die ich schon in meinem Novembervortrage näher dargelegt habe. Ich lasse es dahingestellt, ob das Eis, als sein Rand an den Höhen westlich der Oder lag, südlich bis über Guben hinausreichte, wie es in der Skizze dargestellt ist. Es ist wohl möglich, daß sich der Eisrand in diesem Stadium noch mehr dem Oderlauf angeschmiegt hat. Fig. 5 entspricht der schon früher von mir gegebenen Zeichnung. In Fig. 6 endlich will ich nur zeigen, wie der Zufluß durch das Warthetal notwendig immer mehr an Bedeutung gewinnen mußte, je weiter das Eis sich nach Nordosten zurückzog, weil dabei ein immer größeres Stück des Eisrandes in das Warthecken gelangte. Auf die genaue Lage des Eisrandes lege ich in dieser Skizze gar keinen Wert, ich halte es sogar für wahrscheinlich, daß er viel mehr in einzelne, z. T. weit vorgestreckte Lappen gegliedert war, als dies in der Zeichnung der Einfachheit halber angenommen ist. Je größer das Gebiet des Eisrandes wurde, das durch das Warthetal seine Schmelzwasser entsandte, um so mehr überwog bei Küstrin der Strom von Osten den von Süden. Zugleich erfolgte aber ein tieferes Einschneiden des Flußbettes. Daher zeigt uns die höchste Terrasse im Oderbruch einen an den Ostrand gedrängten Flußlauf über Neumühl in etwa 30 m Höhe, während im tiefsten Niveau die schon erwähnte Ausbuchtung gegenüber der Einmündung des Warthetales liegt in weniger als 15 m Höhe. Ein Zwischenstadium stellt vielleicht die Terrasse von Gusow dar in 20 bis 25 m Höhe.

Zum Schlusse sei noch ein kurzes Wort über allgemeinere Folgerungen gestattet, die ich aus den obigen Ergebnissen ziehen möchte. Es mag auf den ersten Blick befremden, daß zwischen dem ersten und zweiten in den Skizzen dargestellten Stadium der Eisrand in der Gegend von Guben fast garnicht zurückgewichen sein sollte, während er gleichzeitig im Berliner Tale über 100 km ostwärts rückte. Man muß dabei auch berücksichtigen, daß die gezeichneten Eisrandlagen nur ungefähre Linien sind. Immerhin bleibt die Tatsache bestehen, daß das Eis aus einer Lage, die etwa parallel der Elbe nördlich von Magdeburg verlief, in eine zweite, die etwa der Oder parallel ging, nur kommen konnte, wenn es im Süden sehr viel langsamer zurückwich als im Westen. Das wird aber verständlicher, wenn wir bedenken, daß der Fläming sowohl als der Baltische Höhenrücken schon vorhanden gewesen sein müssen, als das letzte Eis sich zurückzog. Gerade in seinem Randgebiete mußte das Eis aber, da es dort dünner war, in seinem Vordringen besonders abhängig von den Höhenverhältnissen des Geländes sein. Das sehen wir auch an den Moränen in der Priegnitz, die ich leider nur kurz berühren konnte. Die Gletscherzunge von Perleberg schiebt sich weit nach Süden vor zwischen den Höhen der Ruhner Berge im Westen und der Warnsdorfer Berge im Osten. Wie an diesen der Eisrand beiderseits zur Ruhe kam, während er durch die Pforte dazwischen vordrang, so mußte etwas Ähnliches auch im Großen eintreten, als der Eisrand im Süden auf den Fläming und den Lausitzer Grenzwall stieß. Hier fand er eine Schranke von durchschnittlich rund 150 m Meereshöhe, während sich im Westen im Zuge des Berliner Tales ein Weg öffnete, der ein dauernd vom Eise nach dem Vorlande sich senkendes Gefälle bis an den heutigen Elblauf hin besaß. Es war natürlich, daß ein Ausweichen des Eisstromes nach Westen die Folge war. In der Richtung, in der das Eis am schnellsten strömte, mußte es auch am weitesten in das Gebiet wärmerer Isothermen vordringen können. Dadurch mußte beim Überwiegen der abtauenden Agenzien, d. h. beim Rückzuge des Eises, hier am Westrande das Abtauen am raschesten stattfinden, der Gletscher also nach Osten zurückweichen. Die Niederung zwischen dem Fläming und dem Baltischen Rücken bildete gleichsam ein ungeheures Gletscherbett, in dem das Eis zuerst abwärts floß, dann sich aufwärts wieder zurückzog. Hierfür ist es von geringer Bedeutung, daß der Baltische Rücken durch das Eis jedenfalls ganz bedeckt wurde. Die dortige Eisdecke mußte naturgemäß entsprechend dünner sein

und demgemäß bei der Bewegung stärker durch den Untergrund gehemmt werden. Der Hauptstrom des Eises mußte in dessen mächtigeren Teilen, d. h. im Gebiete der Geländeneroderungen, fließen.

Daß auch eine Berücksichtigung meteorologischer Momente ein östliches bis nordöstliches Zurückweichen des Eises verständlich erscheinen läßt, habe ich schon früher hervorgehoben. Die feuchten Winde, denen wir die wesentlichste Wirkung beim Abtauen des Eises zuschreiben müssen, mußten damals wie heute im allgemeinen aus dem Westen kommen und daher dort auch am stärksten wirken.

Betrachtet man das Bild Norddeutschlands mit den hier entwickelten Rückzugsphasen im Rahmen ganz Nordeuropas, so liegt noch eine andere Beziehung nahe, nämlich die zu dem vielumstrittenen baltischen Eisstrom. Denken wir uns die Ostsee als das Hauptbett der letzten Eisströmung, so liegen die hier geschilderten Eisrandlagen fast genau quer dazu. Indessen will ich nur auf diesen Zusammenhang hinweisen, ohne hier die Frage des baltischen Eisstromes aufzurollen.

Es ist natürlich, daß diese letzten Ausblicke den Stempel des Hypothetischen an sich tragen müssen. Ich habe es aber der Vollständigkeit wegen für notwendig gehalten, auch auf diese Punkte hinzuweisen. Eine neue Theorie entgeht dem Vorwurfe ja doch nicht, daß sie unbewiesene Dinge behauptet. Aber ich will wenigstens zum Schlusse noch einmal daran erinnern, daß diese Ausblicke nur mögliche Zusammenhänge zeigen sollten, mit der Richtigkeit meiner Theorie jedoch nichts zu tun haben. Auch das möchte ich noch betonen, daß selbst für diejenigen Fachgenossen, die sich meinen positiven Konstruktionen nicht anschließen wollen, die Unmöglichkeit der bisherigen Auffassung von den Urströmen Norddeutschlands aus der Untersuchung der Terrassen im Odergebiet mit Sicherheit hervorgehen dürfte. Mögen sie das, was ich geboten habe, als einen ersten, schwachen Versuch hinnehmen, an die Stelle dessen, was ich widerlegen mußte, etwas Neues zu setzen, das mit unseren bisherigen Kenntnissen vereinbar ist.

Eine Diskussion konnte der vorgerückten Zeit wegen nicht stattfinden.

Schluß der Sitzung 1 $\frac{1}{2}$ Uhr.

BERG.

PETRASCHECK.

PIETZSCH.

Protokoll der 3. allgemeinen Sitzung am 8. Aug. 1908.

Beginn: 9 $\frac{1}{2}$ Uhr.

Der Vorsitzende, Herr KALKOWSKY, eröffnet die Sitzung 9 $\frac{1}{2}$ Uhr. Er widmet zunächst einige Worte des Andenkens den verstorbenen Mitgliedern: HEUSLER, HUSTEDT, SCHÜTZE und HAZARD.

Darauf sprach Herr JAEKEL über das Steilufer der **Rügener Kreide** und legte ein Bild des Steilufers von Saßnitz bis Stubbenkammer vor, das in 9 Blättern im natürlichen Verhältnis von Höhe und Länge ein vollständiges Bild dieses gewaltigen etwa 10 km langen Aufschlusses bietet. Die darin aufgeschlossenen Schichten bestehen aus senoner weißer Schreibkreide und diluvialen Schichten. Das tektonische Verhältnis der durch Feuersteinlagen klar geschichteten Kreide zu dem Diluvium hat schon viele Diskussionen hervorgerufen, an denen sich namentlich die Herren TULLBERG, BERENDT, BALTZER, ARCHIBALD GEIKIE, COHEN, DEECKE, RUDOLF CREDNER, WAHNSCHAFFE, PHILIPPI beteiligt haben.

Der Vortragende hat nun eine vollständige Aufnahme dieses Ufers durchgeführt, teils um die fraglichen, bisher nur an einzelnen Stellen untersuchten Schichten in toto übersehen und klarerstellen zu können, teils um bei der starken Zerstörung des Ufers durch die Wellen der Ostsee den gegenwärtigen Zustand einmal aktenmäßig festzulegen.

Aus dieser Darstellung ist nun ohne weiteres ersichtlich, was auch durch die neueren Untersuchungen einwandfrei festgestellt war, daß das ältere Diluvium konkordant auf der früher einmal horizontalen Kreide abgesetzt sein mußte, und daß die späteren Dislokationen die Kreide und das ältere Diluvium in gleicher Weise gestört haben.

Da das jüngere Diluvium diese bereits gestörten Schichten diskordant überlagert, ist der interglaziale Zeitpunkt der Dislokationen einwandfrei festgestellt. Sehr viel schwieriger ist dagegen die Deutung der Dislokationen selbst. Man muß bei ihrer Beurteilung zunächst festhalten, daß das Steilufer in gerader Ansicht, wie sie auch in den Bildern zum Ausdruck kommt, kein Profil ist, sondern die dislozierten Schollen in sehr schrägem Winkel schneidet. Die Richtung der Dislokationslinien ist etwa nordnordwest-südsüdöstlich. Die die Kreide und das ältere Diluvium umfassenden Schollen

fallen nun gegen das Land hin ein, und es ist nicht ohne weiteres möglich, sie, wie dies in neuerer Zeit zumeist geschehen ist, durch Druck und Schub des Inlandeises zu erklären. Die einfachste Lösung wäre wohl, eine staffelförmige Überschiebung von Westsüdwest anzunehmen. Das Auffallende wäre dann aber, abgesehen davon, daß ein drückendes Hochland im Südwesten fehlt, der Umstand, daß dieser Druck genau in der entgegengesetzten Richtung wie der Eisdruck gewirkt hätte. Nimmt man dagegen Druck und Stoß des Inlandeises als wesentliche Ursachen an, so ist das Einfallen der Staffeln landeinwärts schwer zu erklären. Vielleicht ergibt sich eine Kombination verschiedener Faktoren daraus, daß durch Eiserosion das östliche Vorland von Rügen bis in eine gewisse Tiefe entfernt war, und der dadurch westwärts vorrückende Steilrand zu horizontalen Gleitbewegungen neigte. Für ein solches staffelförmiges Absinken entlang dem Steilufer könnte die weiche aus Sanden und Tonen bestehende Unterlage der oberen Kreideschichten als Nebenmoment in Betracht kommen. Jedenfalls wäre der südwestwärts gerichtete Eisschub eher befähigt, schon vorhandene Staffeln oder vorgeschobene Falten in der steilen Weise zusammenzuschieben, wie es hier geschehen ist. Von einer bestimmten Deutung der Tektonik glaubte der Vortragende indes vorläufig noch Abstand nehmen zu sollen.

An der Debatte beiteiligen sich die Herren WAHNSCHAFFE, JENTZSCH, BEYSLAG, RAUFF, GEINITZ, WITTING, KRUSCH, KRAUSE und DEECKE.

Herr KRUSCH ging auf die Art der Störungen nach der JAEKELschen Darstellung des vorliegenden ausgezeichneten Bildes ein. Bei einer großen Anzahl derselben ist streng gesetzmäßig die Kreide auf das die Kreide überlagernde Diluvium aufgeschoben.

Da der aufgeschobene Teil stets nach derselben Richtung liegt, bietet sich für den Beschauer das Bild von regelmäßig gebauten Schuppen, bei denen ältere Schichten auf jüngere geschoben wurden. Im Prinzip handelt es sich also um Überschiebungen, bei denen die älteren aufgeschobenen Schichten die bewegten Teile darstellen, während die aus Überlagerung von Diluvium auf Kreide bestehenden sog. jüngeren Schichten die ruhenden sind.

Das ergibt sich auch aus der Schilderung des Herrn JAEKEL, nach welcher die aufgeschobene Kreide gestört ist,

während die Überlagerung von Diluvium auf Kreide keine Störung aufweist.

Aus diesen Ausführungen geht hervor, daß man nicht das Recht hat, bei dem vorgeführten Profil von Staffelbrüchen zu sprechen. Bei letzteren handelt es sich bekanntlich um eine Serie von gleichmäßig wirkenden Spaltenverwerfungen, die sich durch Senkung des in ihrem Hangenden befindlichen Schichtenkomplexes auszeichnen.

Bei ihnen kommen also Senkungen und nicht Überschiebungen in Frage. Charakteristisch für derartige Senkungen ist, daß der gesenkte, also tiefer liegende Teil gestört ist, während der stehen gebliebene höher liegende keine wesentliche Störung aufweist.

Die Darstellung des Herrn JAEKEL widerspricht also auch der Anschauung des Herrn WAHNSCHAFFE, nach welcher die tiefer liegende und im allgemeinen ungestörte Überlagerung von Diluvium auf Kreide gesenkt worden sein soll.

Derartige gesetzmäßig übergeschobene Schollen können naturgemäß nur durch einen Schub hervorgebracht werden, dessen Richtung annähernd senkrecht zum Streichen der Überschiebungsfläche liegt, und zwar wird die letztere meist auf diese Richtung zufallen.

Aus dem Resultat in der Nähe niedergebrachter Tiefbohrungen ergibt sich, wie Herr DEECKE mitteilt, daß in größerer Tiefe unter Kreide wieder Diluvium folgt. Diese Beobachtung deckt sich ebenfalls mit dem Wesen der Überschiebung und nicht der Spaltenverwerfung, denn es ist wieder das ältere auf das jüngere aufgeschoben, abgesehen von den Fällen natürlich, wo ältere Kreideschollen in das Diluvium eingearbeitet wurden.

Darauf spricht Herr CORNU über:

Die petrographisch-geologischen Verhältnisse der Far-Oer.

Es spricht dann Herr PETRASCHECK:

Über den Untergrund der Kreide in Böhmen.

An der Debatte beteiligt sich Herr BERG.

Herr W. BERGT sprach über neue Vorkommnisse von Pyroxengranulit und über dessen allgemeine Verbreitung.

Für den Pyroxengranulit, der im Jahre 1802 mit einer kurzen Erwähnung ENGELBRECHTS in die geologische Literatur

eingeführt und 1826 von PUSCH als „körniger oder Trappweißstein oder Trappgranatgestein“ vom „gemeinen Weißstein“ des sächsischen Granulitgebirges unterschieden wurde, war Sachsen lange Zeit der einzige Fundpunkt. In den letzten 25 Jahren sind aber so viele andere Vorkommnisse bekannt geworden, daß man jetzt sagen kann, der Pyroxengranulit (und das ihm zugehörige entsprechende Hornblendegestein, der Hornblendegranulit) ist über die ganze Erde verbreitet. Aus dem bayerisch-böhmischen Grenzgebirge, aus Mähren, Skandinavien, Finnland, Kola, von der Küste von Großbatanga in Westafrika, von Madagaskar, aus Argentinien, Canada u. a. O. haben wir Pyroxen- und Amphibolgranulit kennen gelernt. Auf Ceylon, besonders in Indien ist Pyroxengranulit außerordentlich verbreitet. In Indien kommt er, dort Charnockit genannt, nach HOLLAND in Massen vor, die hunderte, in einem Falle fast 10000 englische Quadratmeilen (= 25900 qkm oder fast die doppelte Fläche des Königreichs Sachsen) bedecken und Höhen von 7—8000 Fuß erreichen.

Soweit wir genauere Nachrichten haben, überall ist Pyroxengranulit petrographisch und geologisch einerseits mit normalen Granuliten oder granulitischen Mikroperthitgraniten andererseits mit Gabbrogesteinen (Gabbro, Gabbroamphibolit, Serpentin, Eklogit) verbunden, eine Tatsache, die für die Deutung der Stellung und Entstehung jenes Gesteins großen Wert besitzt.

Den schon bekannten Vorkommnissen von Pyroxengranulit können hier einige neue hinzugefügt werden. Unter den Gesteinen, die 1893 von W. SIEVERS in Venezuela gesammelt wurden, findet sich auch Pyroxengranulit, über den bald Genaueres von mir veröffentlicht werden wird. Er ist dort gleichfalls mit granulitähnlichen Gesteinen, mit Gabbro und Serpentin vergesellschaftet.

Weiter fand ich 1907 am bayrischen Abhang des Rachel im bayerisch-böhmischen Grenzgebirge an zwei Stellen Pyroxengranulit. Damit schließt sich die Kette der Vorkommnisse dieses Gesteines im Westwall des „böhmischen Urgebirgswürfels“ (GÜMBEL) immer mehr. Denn außer den zahlreichen Punkten im sächsischen Granulitgebirge ist seit 1884 durch J. LEHMANN ein Pyroxengranulit in Lesesteinen vom Katzberg bei Cham (Bayerischer Wald) bekannt. Herr Geheimrat KALKOWSKY stellte mir freundlichst den Schliß eines Pyroxengranulits von Bärnau im Oberpfälzer Wald zur Verfügung, ein bisher noch nicht erwähntes und beschriebenes

Auftreten. Auf böhmischer Seite sind von mir Vorkommnisse besonders in der Gegend von Neugedein und Neumark aufgefunden worden (vgl. Sitzungsber. Preuß. Ak. Wiss. 1906). Aus dem Krumauer Granulitgebiet im südwestlichen Böhmen hat wiederum J. LEHMANN 1884 mehrere Fundorte angeführt, und BARVÍŘ beschrieb 1897 das Gestein von Adolfstal ebenda. Mehrere der Pyroxengranulite auf böhmischer Seite sind wegen ihrer richtungslos körnigen Struktur, wegen ihrer Ähnlichkeit mit den Ganggabbros des Odenwaldes (Beerbachit), wegen ihrer geologischen Lagerungsverhältnisse (gang- und schlierenförmiges Auftreten) geeignet, die Frage der Stellung und Entstehung des Pyroxengranulits überhaupt zu beantworten, worüber anderwärts ausführlicher berichtet werden soll.

Pyroxengranulit zeigt sich im Westwall des böhmischen Urgebirgswürfels also keineswegs auf das sächsische Granulitgebirge beschränkt, er ist vielmehr ebenso wie der normale Granulit ein charakteristischer Bestandteil der zugehörigen sächsischen, bayerischen, böhmischen und mährischen Gebiete. Die vergleichenden Untersuchungen, die ich bis jetzt an den Gabbrogesteinen der 300 km langen Strecke von Roßwein in Sachsen bis Kellberg an der Donau (oberhalb Passau) angestellt habe, ergaben die vollkommene Gleichheit und Gleichartigkeit dieser Gabbrogesteine in dem ganzen Gebiete. Ihnen dürften sich die niederösterreichischen und mährischen Vorkommnisse durchaus als gleichartig anschließen.

Desgleichen kann es kaum noch einem Zweifel unterliegen, daß die verbreitetsten Gesteine des böhmischen Urgebirgswürfels, „Gneise“ und Granite trotz kleiner örtlicher Verschiedenheiten nur gleichartige Glieder einer und derselben geologischen Einheit bilden.

Wenn man bei derartigen vergleichenden Betrachtungen nicht kleinen, oft winzigen, unwesentlichen Verschiedenheiten über Gebühr Gewicht beilegt, sondern das viele Gleiche und Gleichartige, Übereinstimmende maßgebend sein läßt, dann eröffnet sich die Aussicht auf die Richtigkeit der Behauptung: Die altkrystallinen Gesteine des „böhmischen Urgebirgswürfels“ sind durch das ganze Gebiet gleichartig und gleichalterig und bilden eine geologische Einheit.

An der Debatte beteiligen sich die Herren SUESS und KALKOWSKY.

Es spricht dann Herr DATHE über:

Die paläozoischen Vulkanschlote bei Landes-
hut in Schlesien.

An der Debatte beteiligen sich die Herren BERG und
DATHE.

In einem Schlußwort dankt Herr KALKOWSKY der Kgl.
Geolog. Landesanstalt in Berlin bzw. deren Direktor Herrn
Geheimen Bergrat BEYSLAG für die Bewilligung eines Bei-
trages zur Herausgabe des Exkursionsführers.

Herr RAUFF spricht dem Geschäftsführer den Dank der
Gesellschaft aus, dem die Versammlung durch ein dreifaches
Glückauf beistimmt.

Schluß der Sitzung 12¹/₂ Uhr.

BERG.

PETRASCHECK.

PIETZSCH.

Briefliche Mitteilungen.

14. Über die rhachitomen Wirbel der Stegocephalen.

Von Herrn F. BROILI.

(Hierzu eine Texttafel und eine Textfigur.)

München, den 10. Juli 1908.

Der aus getrennt verknöcherten Teilen zusammengesetzte Wirbel der Rhachitomen unter den temnospondylen Stegocephalen setzt sich aus vier Stücken zusammen, nämlich aus einem unteren ventralen Hypozentrum, den beiden lateralen Pleurozentren und dem oberen Bogenstück.

Über die morphologische Bedeutung des Hypozentrums einerseits und der Pleurozentren andererseits gehen die Ansichten auseinander, insofern die einen das Hypozentrum als das dem Wirbelkörper der Amnioten entsprechende Stück erklären, während nach der Meinung anderer Autoren¹⁾ die Pleurozentren den eigentlichen Wirbelkörper der höhern Vertebraten darstellen.

Gelegentlich der Untersuchung des sehr reichen Materials von *Eryops megacephalus* COPE²⁾, das sich in der Münchner paläontologischen Staatssammlung befindet, habe ich die verschiedenen Anschauungen über diese Frage im weiteren dargestellt und mich zu der Anschauung GAUDRY'S, ZITTELS, GADOWS, GÖTTES und JÄKELS³⁾ bekannt, welche sich für das

¹⁾ G. BAUR: Morphogenie d. Wirbelsäule der Amnioten. *Biolog. Centralbl.* VI, 12, 1886, S. 332—363. — *Archegosaurus*. *Americ. Naturalist* 1897, S. 975—980.

E. D. COPE: On the Intercentrum of the Terrestrial Vertebrata. *Trans. Am. Philos. Soc.* XVI, S. 243—253, Pl. I.

²⁾ F. BROILI: Ein Beitrag zur Kenntnis von *Eryops megacephalus* COPE. *Palaeontographica* 46, 1897.

³⁾ A. GAUDRY: Les enchainements du monde animal dans le temps géologiques, Fossiles primaires. Paris 1883. S. 273. — L'Actinodon. Mémoire extrait de nouvelles Archives du Muséum d'Histoire

Hypozenrum als unteres Stück des Zentrums entschieden haben, und war schließlich zu dem Resultat gekommen, daß bei *Eryops megacephalus* die einzelnen Teile des Wirbels als Hypozenrum, Pleurozentra und dem oberen Bogen durch dazwischenliegenden Knorpel zu einem ringwirbelähnlichen Ganzen sich zusammenfügten.

Aus dem Material, das mir damals zur Beobachtung vorlag, schloß ich erstens, daß die beiden seitlichen Keile oder Pleurozentren sich von rückwärts in rinnenartige Vertiefungen des ihnen zugehörigen Hypozentrums einfügen, welche Vertiefungen jederseits lateral am Hypozenrum zur Ausbildung gelangt sind, und zweitens, daß diese Pleurozentren dorsal unter den Postzygapophysen, d. h. unter dem Neuralrohr, median zusammenstoßen. Zu diesem letzteren Schlusse veranlaßte mich der Umstand, daß an jedem Pleurozenrum neben der glatten Lateralfläche auch die Dorsalfläche eine völlig glatte Außenseite aufweist, während die übrigen das Pleurozenrum begrenzenden Flächen gerauht erscheinen, also ursprünglich sicher mit Verknorpelungen in Verbindung standen.

Auf Grund dieser mir damals isoliert vorliegenden Wirbelelemente und eines zusammenhängenden Stückes von vier Wirbeln wurde auch der Wirbel von *Eryops megacephalus* COPE figürlich dargestellt (a. a. O. Tafel IX, Fig. 1 u. Fig. 2), wobei die eben besprochenen Beobachtungen bezüglich der Lage und Stellung der Pleurozentren zur Wiedergabe gelangten.

Daß diese Zeichnung den ursprünglichen Verhältnissen wirklich entsprochen haben dürfte, wird nun durch weiteres Material von Wirbelresten der Gattung *Eryops*, die unterdessen in die Münchner Sammlung gelangten, völlig bewiesen.

Das erste ist ein Wirbel, (Texttafel, Fig. 6 u. 7) der insofern unvollständig ist, als der dorsale Zusammenschluß des oberen Bogens mitsamt dem Processus spinosus abgebrochen ist. Dieser Verlust ist aber hier von nebensächlichem

naturelle. Paris 1887. S. 13. — Ferner Bull. soc. géol. de France 1878—1879, S. 64.

K. v. ZITTEL: Handbuch der Paläontologie III, S. 349.

H. GADOW: Evolution of the Vertebral Column of Amphibia and Amniota. Philos. Transact. of the Roy. Soc. of London 1887. 187, S. 1—57.

A. GÖTTE: „Über den Wirbelbau bei den Reptilien und einigen anderen Wirbeltieren.“ Zeitschrift für wissenschaftliche Zoologie 62, 1897, S. 343—394.

O. JÄKEL: „Die Organisation von *Archegosaurus*“. Diese Zeitschrift 48, 1896, S. 505—521.

Interesse, denn der auf uns gekommene Rest repräsentiert sich als so vollkommener von der Chorda durchbohrter Ringwirbel, wie er überhaupt nur durch ganz innige Verschmelzung der einzelnen Wirbelteile zustande kommen kann. Diese Ringwirbelbildung wird durch das Verhalten der Pleurozentren bewirkt, welche sich zu einem dorsalen Halbring über der Chorda dicht zusammen schließen und eine so enge Verbindung — man könnte geradezu von einer Verschmelzung sprechen — mit dem ventralen Halbring, dem Hypozentrum, einerseits und den oral vor ihnen gelegenen Flügeln des oberen Bogens, die mit ihnen zusammen den Neuralstrang von unten begrenzen, andererseits eingehen, daß sie nicht einmal während des Fossilisationsprozesses aus dem engen gegenseitigen Kontakt gelöst werden konnten. Das so entstandene Gebilde erlangt auf diese Weise vollkommen den Charakter eines Wirbels mit persistierender Chorda.

Die anderen vorliegenden Stücke demonstrieren diesen Zusammenschluß der paarigen Pleurozentren zu einem dorsalen Halbring auf eine ebenso deutliche Weise. Es sind dies zwei obere Bogen, von denen einer mit Ausnahme des abgebrochenen Dornfortsatzes nahezu vollständig erhalten ist. (Texttaf., Fig. 4 u. 5.) Unterhalb der Postzygapophysen und caudal der beiden seitlichen Flügel dieser oberen Bogen liegen nun an beiden Exemplaren im dichten, engen gegenseitigen Anschluß zu dorsalen Halbringen die Pleurozentren. Die Basis eines solchen Halbringes wird von der kräftiger entwickelten dorsalen Hälfte der median sich dicht aneinander legenden Pleurozentren, für welche hier die Bezeichnung, „seitliche Keile“ ungemein zutreffend ist, gebildet; seine Flanken werden von den ventralen, schwächeren, nach unten zugespitzten Hälften der „seitlichen Keile“ eingenommen. Die Verbindung der Pleurozentren mit den zugehörigen oberen Bogen ist eine sehr dichte und ihre ursprüngliche Lage wurde während des Fossilisationsprozesses nur wenig beeinflußt, so daß man geradezu bereits an eine Verwachsung oder Verschmelzung dieser beiden Elemente denken könnte. Leider gestattet in dieser Hinsicht das zu kostbare Material weitere Versuche nicht, welche nur bei Durchsägung — die wahrscheinlich den Verlust des Stückes herbeiführen würde — Aussicht auf positive Resultate geben könnte. Die Hypozentren der beiden Stücke sind dagegen verloren gegangen.

Ein weiteres Beweisstück für den dorsalen Zusammenschluß der Pleurozentren ist der bereits früher (a. a. O.) be-

schriebene und, allerdings nur von der Seite, abgebildete Sakralwirbel (a. a. O., Taf. IX, Fig. 9) der in seiner Rückansicht uns diese Verhältnisse auch deutlich offenbart. Er ist ferner noch dadurch besonders wertvoll, daß der ventrale Halbring des Wirbelkörpers, das Hypozentrum, im Zusammenhang mit den Pleurozentren und oberen Bogen gleichfalls vorliegt. (Texttaf., Fig. 1, 2, 3.)

Dies also angeführte Material dürfte zur Genüge erhellen, daß die früher gegebene Darstellung der Wirbel von *Eryops* richtig war, und daß bei diesem Stegocephalen der eigent-



Wirbel von *Eryops megacephalus* COPE.

Seitenansicht von links. $\frac{2}{3}$ natürl. Größe. Der Zeichnung liegt das Original 4 und 5 der Tafel zugrunde. Dornfortsatz, Präzygapophyse und Hypozentrum sind nach anderen Stücken ergänzt.

H = Hypozentrum. P = Pleurozentren. Prz u. Ptz = Prä- und Postzygapophyse. D = Diapophyse.

liche Wirbelkörper sich aus einem dorsalen und einem ventralen Halbring aufbaut, von denen ersterer aus dem dorsalen, medialen Zusammenschluß der paarigen Pleurozentren, letzterer von dem unpaaren Hypozentrum aufgebaut wird.

Seinem Lumen nach ist der dorsale Halbring schwächer als der ventrale, doch wird dieser Defekt im Bau des gesamten Wirbels durch die sich von vorn dicht an ihn heranziehenden oberen Bogen ausgeglichen.

Vergegenwärtigen wir uns ferner, daß *Eryops* unter den rhachitomen Stegocephalen gegenüber anderen Gattungen, wie z. B. *Archegosaurus*,¹⁾ eine sehr hochentwickelte Form darstellt: *Eryops* besitzt ein verknöchertes Hinterhaupt, vollkommen verknöcherten Becken- und Schultergürtel: sogar die ebenso ausgebildeten Extremitäten zeigen wohl verknöcherte Phalangen — so kommen wir zu dem Resultat, daß bei den Wirbeln der Rhachitomen der Endzweck oder das Endziel der Pleurozentren die Bildung eines dorsalen Knochenhalbringes ist.

Bei dieser Konstatierung ist es vielleicht auch hier nicht ohne Interesse, auf den bereits öfter angestellten Vergleich der Rhachitomen mit den Wirbeln gewisser Ganoideen, z. B. von *Enthynotus*, *Callopterus*, hinzuweisen, Formen, bei denen die Wirbel aus einem unpaaren ventralen Hypozentrum und zwei seitlichen, später dorsal sich vereinigenden Pleurozentren gebildet werden. Es haben also diese viel jüngeren jurassischen Ganoiden in bezug auf die Wirbelbildung ganz denselben Entwicklungsgang genommen wie die bedeutend älteren permischen Rhachitomen. Daß das Hypozentrum bei unserer Form nicht funktionslos geworden, sondern daß ihm noch wichtige Aufgaben zukommen, wird nicht allein durch die ungemein kräftige Entwicklung desselben, sondern auch durch den Umstand bewiesen, daß sich auf ihm der obere Bogen aufstützt, und sich an ihm die deutlichen Ansatzstellen für die Rippen erkennen lassen.

Die Art und Weise, wie sich diese Ringwirbelbildung bei den Rhachitomen vollzog, dürfte also den Weg genommen haben, daß bei den primitiveren Formen, z. B. jugendlichen Exemplaren von *Archegosaurus*, die Hypozentren, ventrale, dünne halbmondförmige Knochenspangen darstellen, während die Pleurozentren in dorsal-caudaler Stellung zu den Hypozentren nur schmale, ovale verknöcherte Platten sind, die bloß seitlich den Verknorpelungen des Wirbels anliegen. Daß diese seitlichen Knochenplatten bei dem Fossilisationsprozeß leicht verschoben werden müssen, und zwar infolge ihrer Lage zumeist zwischen zwei aufeinander folgende Hypozentren, ist leicht ersichtlich, und ebenso verständlich ist es, daß infolge dieser mangelhaften Erhaltung die Natur der Pleurozentren verschiedentlich mißdeutet wurde. Ganz allmählich erfolgte dann eine stärkere Verknöcherung und Wachstumszunahme der einzelnen Teile, die schließlich bei hochentwickelten Formen wie *Eryops* zu einem dorsalen Zusammenschluß der Pleurozentren unter dem Neuralrohr führte.

Aus diesen Befunden geht nun einerseits hervor, daß bei den Rhachitomen das Hypozentrum den ventralen Halbring und das Paar der Pleurozentren den dorsalen Halbring des Wirbelkörpers repräsentiert; andererseits folgt daraus, daß weder das Hypozentrum noch die Pleurozentren allein dem eigentlichen Wirbelkörper der Amnioten homolog sind, sondern daß beide zusammen Hypozentrum + Pleurozentren demselben entsprechen.

Ob nun die rhachitomen Wirbelkörper als Übergangsform zwischen den embolomeren — der anderen Art der Wirbelkörper bei den Stegocephalen — und einfachen Wirbeln zu betrachten sind, zu welcher Ansicht sich GÖTTE bekannte, oder ob die embolomeren Wirbel entsprechend ihrer von der rhachitomen Bauart ganz abweichenden Anlage auch einen andern weiteren Entwicklungsgang einschlagen, wie er z. B. durch direkte Verschmelzung der knöchernen Doppelringe zu einem einzigen Ring erreicht würde, ist schwer zu sagen. Jedenfalls gibt uns das äußerst geringe bekannt gewordene Material von Temnospondylen mit embolomeren Wirbeln: *Cricotus* COPE aus dem Perm von Texas und *Diplovertebron* und *Nummulosaurus* aus dem oberen Carbon von Böhmen, keine Mittel an die Hand, weitere sichere Schlüsse zu ziehen. Es muß daher unsere Stellungnahme in paläontologischer Hinsicht vorläufig eine abwartende sein.

15. Essexit im Bayerischen Wald.

(Vorläufige Mitteilung.)

Von HERRN ALEXANDER FRENTZEL.

München, 7. Juli 1908.

In seinen „Elementen der Gesteinslehre“ stellt ROSENBUSCH den Granit des bekannten sog. Monolithbruches am Freudensee bei Hauzenberg im Bayerischen Wald zu den Alkali-Kalk-Graniten, obwohl — wie er selbst zugibt¹⁾ — dies

¹⁾ Mikr. Physiographie, Bd. II, 1. Hälfte, S. 14 u. 15.

Gestein seiner chemischen Zusammensetzung nach zu den Alkaligraniten gehört. Er begründet dies mit der Behauptung, daß Assoziation und Gangfolge das Hauzenberger Gestein in die granitodioritische Reihe weist. Mit der Richtigkeit dieser Behauptung steht und fällt selbstverständlich die ROSEBUSCHSche Annahme über die Zugehörigkeit dieses Granites zur Alkali-Kalk-Reihe.

Nun fand schon vor längerer Zeit WEINSCHENK im hart-anstoßenden Graphitgebiet in der Leitzersberger Grube auf der Hinterwiese einen „lichtgefärbten, mittelkörnigen“ Einschluß, „der sich u. d. M. als eigentlicher Monzonit erwies“¹⁾. WEINSCHENK spricht die Vermutung aus, daß dies Gestein ein losgerissenes Bruchstück eines seinen Vintliten, den GÜMBELschen Nadeldioriten, entsprechenden Tiefengesteines darstellt. Auch die Vintlite glaubt WEINSCHENK weniger als Hornblendeporphyrite, sondern als den Monzoniten angenäherte Typen annehmen zu müssen.

Es sei gleich hier konstatiert, daß ich nicht in der Lage war, im Monolithbruch oder in dessen Umgebung Gesteine der foyaïtisch-theralithischen Reihe zu entdecken; allerdings vermißte ich auch Ganggesteine aus zweifellos granitodioritischen Magmen. Steht aber einmal Assoziation und Ganggefölgenschaft nicht mit aller Sicherheit fest, so ist es doch jedenfalls am besten, sich an das positive Resultat der chemischen Analyse zu halten, die das Hauzenberger Gestein als Alkaligranit bezeichnet.

Mehr Glück hatte ich an einer anderen Stelle, weiter nordwestlich. Dort besteht ein weites Gebiet zwischen Tittling und Schönberg aus einem grobkörnigen Granit, den GÜMBEL als Krystallgranit²⁾ bezeichnete und der große Ähnlichkeit mit dem Hauzenberger Granit besitzt. Es gelang mir nun, am Rande des Gebietes an verschiedenen Stellen dunkle Gesteine festzustellen, die in mikroskopischer wie in chemischer Hinsicht Essexitypen darstellen.

So findet man an der Chaussee Passau—Schönberg direkt am Kilometerstein 25 mehrere Blöcke, die etwas weiter unterhalb — kurz vor Trautmannsdorf — als „Findlinge“ im Felde gelegen waren und zu Steinhauerzwecken hierhergeschafft worden sind. Es ist ein ziemlich grobkörniges, glänzend schwarzes, prächtiges Gestein, an welchem die großen, durch-

¹⁾ E. WEINSCHENK: Die Graphitlagerstätten des bayerisch-böhmischen Grenzgebirges, München 1897, S. 35.

²⁾ Ostbayer. Grenzgeb., S. 639.

schnittlich über $\frac{1}{2}$ cm betragenden Biotitblättchen besonders bemerkenswert sind.

U. d. M. sehen wir — gegen die femischen Bestandteile stark zurücktretend — Plagioklas, der z. T. ein basischer Andesin, z. T. Labrador ist. Daneben befindet sich eine ganz winzige Menge Orthoklas, der die Intervalle der übrigen Gemengteile gelegentlich ausfüllt, somit sehr spät ausgeschieden sein muß. Von Pyroxenen erscheint der bei Essexiten so häufige lichtgrün durchsichtige Augit in dickprismatischer Form. Ferner haben wir recht zahlreich eine in bis zu 1 cm großen Exemplaren auftretende Hornblende mit kräftigem Pleochroismus $\alpha =$ fahllederbraun, $\beta =$ olivbraun, $\gamma =$ desgl., etwas ins Grüne spielend. Der gern in der Form von endlich zersplißten Leisten auftretende Biotit ist gleichfalls kräftig pleochroitisch von tiefschokoladenbraun, aber auch rostbraun nach strohgelb. Die außerordentlich innige Ver- und Durchwachsung von Augit, Hornblende und Biotit, die für die Essexite so charakteristisch ist, besitzt auch unser Gestein in hohem Grad. Sonstige Gemengteile: sehr wenig Erzkörner, dagegen sehr zahlreiche, zweifellos sekundäre, durchaus allotriomorphe Titanitkörnchen, endlich sehr reichlicher Apatit in meist ovalen Körnern.

Ein weiterer Essexitfundort ist ein z. Z. aufgelassener Steinbruch am Golgenreuter Berg an der Straße von Perlesreut nach Fürsteneck. Das Gestein ist weit feinkörniger als das vorbeschriebene, immer aber noch mittelkörnig zu nennen. Es bildet einen Gang von mehreren Metern Mächtigkeit im feinkörnigen, hier in nicht weiter Entfernung an den „Krystallgranit“ stoßenden „Passauer Waldgranit“. U. d. M. zeigt es im großen und ganzen — natürlich in kleineren Dimensionen — das vorgeschilderte Bild. Nur ist die Hornblende zugunsten des Augits stark in den Hintergrund gedrängt. Letzterer ist sehr oft von einem grünen Hornblendesaum umgeben. Der Biotit hat eine mehr olivbraune Farbe, die nach blaßstrohgelb pleochroitisch ist. Zahlreiche sekundäre Titanitkörner umgeben ihn in enger Verbindung mit unendlich feinen Rutilnädeln. Orthoklas ist weit reichlicher vorhanden als im Trautmannsdorfer Gestein.

Ganz ähnlich ist das Gestein aus einem aufgelassenen Bruche an der alten Straße Tittling—Trautmannsdorf. Dasselbe ist von zahlreichen Aplitschnüren durchzogen.

Ein vierter Fundort ist der Steinbruch der Gemeinde Haselbach zwischen Schönberg und Perlesreut. Auch hier haben wir es mit einer mehrere (6—8) Meter mächtigen Gang-

bildung zu tun. Dies Gestein ist mit dem Golgenreuter außerordentlich nahe verwandt. U. d. M. unterscheidet es sich von ihm nur durch den weit höheren Plagioklas- und Hornblendegehalt. Auch Erzkörner, vorwiegend Pyrit, daneben auch Titanmagnetit, sind hier sehr zahlreich.

Analoges Gestein finden wir an der Straße zwischen Haus und Biberbach.

Die chemische Analyse des Haselbacher Gesteins ergab:

Si O ₂	=	44,87	Proz.	
Ti O ₂	=	4,71	-	
Al ₂ O ₃	=	14,05	-	
Fe ₂ O ₃	=	2,03	-	
Fe O	=	7,79	-	
Mn O	=	0,07	-	
Mg O	=	8,87	-	Anal.: G. VERVUERT.
Ca O	=	9,76	-	
Na ₂ O	=	4,65	-	
K ₂ O	=	2,31	-	
Glühverl.	=	0,62	-	
P ₂ O ₅	=	0,27	-	
S	=	0,23	-	
Sa.	=	100,23	Proz.	

Im Haselbacher Bruch treten noch Gänge auf, die in sehr grobkörniger Form Plagioklas, Glimmer, Augit und Hornblende aufweisen. Diese Gänge sind selten über 10 cm mächtig. Es sind dies Essexitpegmatite.

Es sei mir hier gestattet, meinen hochverehrten Lehrern Herrn Prof. Dr. OEBBEKE und Prof. Dr. WEBER für die Überlassung ihres Essexitmaterials zu Vergleichszwecken und für wertvollen Rat meinen besten Dank auszusprechen.

16. Über ein Sediment auf Tenerife (Canaren).

Von Herrn MAX SCHULTZE.

Würzburg, den 15. Juli 1908.

Als Teilnehmer an einer vom Polytechnikum in Zürich nach den Canarischen Inseln unternommenen Studienreise fand ich auf Tenerife in dem Barranco, der östlich von Tegina, ganz nahe diesem nördlich von Laguna gelegenen Dorfe, das

Meer erreicht, ein Sediment mit Molluskenschalen. Auf Veranlassung von Herrn Dr. GUTZWILER (Basel), der ebenfalls Teilnehmer an der Exkursion war, begab ich mich nochmals mit ihm zu der angegebenen Stelle. Es ergab sich folgendes:

Die Ablagerung findet sich an beiden Wänden des Barranco, wenige Meter unter dessen oberem Rand in 40—60 m Meereshöhe und 100—150 m von der Steilküste entfernt. Sie bildet kein kontinuierliches Band zwischen den vulkanischen Gesteinen des Barranco, sondern zeigt eine schollenförmige Verteilung von sehr wechselnder Mächtigkeit. Die maximale Mächtigkeit der Ablagerung dürfte ungefähr 10 m betragen. Die einzelnen Schollen der Ablagerung nehmen in ihrer Gesamtheit eine annähernd horizontale Lage ein. Auf der Ostseite des Barranco ist die Ablagerung den Barrancowänden deutlich angelagert, kein Gestein des Barranco überdeckt das Sediment.

An der Westseite zeigt sich folgendes Profil:

Oberer Rand des Barranco	
Lavastrom	ca. 5 m
Tuff mit vielen eckigen Bimssteinstücken	0,80 -
Tuff, erdig, braun, feinkörnig	0,80 -
Sedimentärer Sand	ca. 10 -

(Liegendes nicht aufgeschlossen, wahrscheinlich aus Lava bestehend.)

Bei der Gewinnung des Sandes wurden in diesen Hohlräume gegraben, die sich bis 4 m tief unter die darüberliegenden Tuffe und Lavaschichten erstrecken, ohne daß dadurch im Bereich dieser Hohlräume ein anderes Gestein als das der Sandablagerung entblößt wurde. Da wohl kaum anzunehmen ist, daß die hangenden Tuffe und die Lava jünger sind als die Ablagerung, so muß angenommen werden, daß an dieser Stelle eine Unterhöhlung der Tuff- und Lavaschichten, etwa durch fließendes Wasser oder durch Brandungswellen, stattgefunden hat, in welche später der Sand abgesetzt wurde. Die scheinbare Lagerung des Sandes zwischen vulkanische Gesteine dürfte sich also auf eine Anlagerung in schon bestehende Hohlräume zurückführen lassen.

Die Ablagerung besteht aus hellgelbem Sand, der zum größten Teil aus Lavabestandteilen, in geringer Menge aus Muscheltrümmern gebildet ist. Seine Beschaffenheit ist im ganzen Bereich der Ablagerung dieselbe. Auf der rechten Seite zeigt der Sand sehr deutliche Deltastruktur.

Der Sand enthält Schalen von Mollusken, die zu bestimmen Herr Prof. Dr. BOETTGER in Frankfurt (Main) die Güte hatte. Ihre Bestimmung und Beschreibung findet sich in der nachfolgenden Mitteilung (Seite 246). Wie erstere ergab, ist in der

Ablagerung häufig eine Meeressmuschel, die übrigen Schalen gehören Landschnecken an. Zahlreiche Patellen, die an der Grenze zwischen der Ablagerung und Gehängeschutt an einer Stelle der rechten Barrancoseite gefunden wurden, gehören wohl keinesfalls zu der Ablagerung, sondern scheinen, wie auch Prof. Dr. BOETTGER mir brieflich mitteilte, Überreste alter Mahlzeiten zu sein.

Auf Grund der geologischen Beobachtungen und des paläontologischen Befundes dürfte folgendes für die Entstehung der Ablagerung anzunehmen sein:

Zur Zeit der Ablagerung der sedimentären Schicht stand der Meeresspiegel in der Höhe, die die Ablagerung heute einnimmt. Der Barranco war schon vorhanden, jedoch besaß er erst eine Tiefe von wenigen Metern. Sein Bach lagerte den mitgeführten Sand sowie die Landconchylien, die er aus dem Gebiete seines Laufes mitbrachte, bei der Einmündung in die See in dieser und im untersten Teile des Barranco ab. Schalen von Meeressmollusken mischten sich mit denen des Landes. Nachdem die Ablagerung ihre jetzige Mächtigkeit erreicht hatte, trat eine Hebung des Landes ein, oder setzte sich eine schon begonnene Hebung fort, bis die Ablagerung ihr jetziges Niveau über dem Meere einnahm. Der Barranco wurde während der Hebung noch sehr bedeutend vertieft, so daß seine Sohle jetzt im untersten Teile in der Höhe des Meeresspiegels liegt, und die Wogen sich an seinen Wänden brechen.

K. v. FRITSCH und W. REISS nehmen an (Geologische Beschreibung der Insel Tenerife. Winterthur 1868), daß Tenerife wie die übrigen Canarischen Inseln eine Hebung erlitten habe, durch welche „die Möglichkeit gegeben war, daß durch die Einwirkung der Brandung an den alten Gebirgsgliedern jene hohen Klippen und flachen submarinen Plateaus entstehen konnten“. Da Herr Prof. Dr. BOETTGER in der nachfolgenden Beschreibung der Fossilien der Ablagerung für letztere ein altdiluviales oder jungpliocänes Alter als wahrscheinlich annimmt, so können wir den Betrag der Hebung seit dieser Periode mit 40—60 m annehmen. Die gesamte Hebung beträgt nach Angabe von K. v. FRITSCH und REISS 250 resp. 350 m für Gran Canaria und Palma, für Madeira 300—400 m; für Tenerife glaubten daher FRITSCH und REISS einen ähnlichen Betrag annehmen zu müssen.

V. FRITSCH und REISS erwähnen mehrere rezente Ablagerungen, welche im Meeresniveau oder wenig darüber liegen, ihre Bildung dauert noch jetzt fort. Bei anderen Ablagerungen von höherer Lage bleibt die marine Bildung zweifelhaft.

Zum Schlusse erlaube ich mir, Herrn Dr. GUTZWILER (Basel) für seine freundliche Unterstützung und Angaben, sowie Herrn Prof. Dr. BOETTGER, der die Güte hatte, die Fossilien der Ablagerung zu bestimmen, meinen ergebensten Dank auszusprechen. Seine Liste und Beschreibung der gesammelten Mollusken folgt in nachstehender Mitteilung.

17. Liste der Mollusken aus einem Sande im Barranco von Tegna auf Tenerife (Canaren).

Von Herrn O. BOETTGER.

Frankfurt (Main), den 26. Juni 1908.

Die in der sandigen Schicht herrschende Muschel ist *Ervilia castanea* MTG. sp., eine heute noch in den Meeren um die Canaren und Azoren (von San Miguel häufig in coll. BOETTGER) gemeine Art. Die Ablagerung enthält nur diese eine marine Form, aber sehr häufig und in guter Erhaltung. Sie kam nur in Einzelklappen vor. Daraus schließe ich, daß die Ablagerung nur bei bewegtem Meere stattgefunden haben kann, daß aber bei dem Mangel schwererer Gesteinsbrocken und Muscheltrümmer diese Bewegung eine sehr mäßige gewesen sein muß. Aus kreisrunden Löchern, die in viele der Muschelschalen von *Ervilia* an ganz charakteristischer Stelle eingebohrte sind, ist auch das ehemalige Vorhandensein einer Raubschnecke, vermutlich einer Art der Gattung *Natica*, zu erschließen, die aber keine Überreste hinterlassen hat.

Abgesehen von zwei Landschnecken, die ich der Mühe nicht wert finde zu erwähnen, da ihre Schalen nach Aussehen, Erhaltung und Inhalt ganz sicher rezent genannt werden dürfen, enthielt die Sandablagerung von eingeschwemmten Landschnecken nur folgende sieben sicher bestimmbare Arten:

1. *Gonostoma hispidula* LMK. sp. var. *subhispidula* MOUSS. LAMARCK, Hist. d. Anim. s. Vert. VI, 1822, S. 99 (*Helix*).

Nur ein Stück von alt. 5, diam. max. 10 mm. — Scheint in der Tat durch geringere Höhe und vielleicht auch durch

etwas engeren Nabelstich vom lebenden Typus aus Tenerife abzuweichen.

War fossil noch nicht nachgewiesen.

2. *Gonostoma fortunata* SHUTTLEW. sp.

SHUTTLEWORTH, Bern. Mitteil. 1853, Diagn. 7 (*Helix*).

Alt. $5\frac{1}{2}$, diam. max. $14\frac{1}{2}$ mm. — Ich halte das einzige vorliegende Stück für fossil.

Auch diese Art war fossil aus Tenerife noch nicht bekannt.

3. *Xerophila (Striatella) Orbigny* WEBB BERTH. sp.

WEBB und BERTHELOT, 1839: D'ORBIGNY, Moll. Canar. 59, Taf. 2, Fig. 31—33 (*Helix*).

Nur zwei unvollständige, aus dem Gestein herauspräparierte Stücke dieser Art von alt. 5, diam. max. 6 mm, die ebenfalls fossil von Tenerife noch nicht erwähnt worden ist.

4. *Hemicycla puchet* FÉR. sp.

FÉRUSAC, 1821. Tabl. 32, Hist. Taf. 42, Fig. 3 (*Helix*); PFEIFFER, Mon. Hel. Bd. I, S. 268 (*Helix adansonii*).

Diese Art fand sich in zwei vom Typus der Art abweichenden Formen: var. *eurythyra* n. var.

Char. *Differt a typo t. minus solida, magis depressa, apert. majore, transverse subovali, perist. minus incrassato, minus revolute reflexo, intus sublabiato, margine collumellari minus distincte tuberculifero.* — Alt. 14—15, diam. max. 25—26 mm; alt. apert. $13-13\frac{1}{2}$, lat. apert. 16 mm.

Liegt in drei übereinstimmenden Stücken vor, die wohl mit der von MOUSSON als subfossil von Tenerife gemeldeten Form (MOUSSON, Révision Faune Malac. des Canar., S. 82) übereinstimmen dürften.

Näher dem lebenden Typus, den ich leider in Originalen nicht vergleichen kann — ich besitze lebend von Tenerife nur die nahverwandte *H. plicaria* FÉR. sp. — steht eine zweite Varietät, die ich var. *collarijera* n. var. nennen will.

Char. *Differt a typo apert. angusta, regulariter elliptica, perist. fortissime incrassato, late ($3-3\frac{1}{2}$ mm) revoluto, extus valde reflexo, intus labio protracto subacute labiato, marginibus supero et infero subparallelis.* — Alt. 15, diam. max. 25 mm; alt. apert. extus $12\frac{1}{2}$, lat. apert. 15, intus alt. apert. 8, lat. apert. 13 mm.

Nur ein Stück. — Die Form der Mündung ist so eigentümlich, daß ich sie nur gezwungen auf var. *eurythyra* m. zurückführen könnte, da sie von ihr zudem durch die wesentlich dickere Schale abweicht.

5. *Hemicycla consobrina* FÉR. sp. var. *vetusta* MOUSS.
MOUSSON, a. a. O. S. 95 (*Helix*).

9 Stücke. — Anscheinend die häufigste Landschnecke der Ablagerung; schon von Prof. v. FRITSCH auf Tenerife fossil gefunden. Das fünfte Band (zweite Unterband) ist bei dieser fossilen Form meist etwas schwächer entwickelt als bei der lebenden Art. — Alt. 12—13, diam. max. 20—21 mm; alt. apert. 10—10 $\frac{1}{2}$, lat. apert. 12—13 mm.

Nach MOUSSON soll seine Varietät flacher sein als der lebende Typus, der das Höhen-Breiten-Verhältnis 1:1,73 besitzt, während unsere Schnecke 1:1,64 aufweist. Da er für seine var. *vetusta* keine Maße angibt, so bleibt abzuwarten, ob es sich in der vorliegenden Form nicht um eine zweite, mehr kegelförmige Varietät handelt.

6. *Buliminus (Napaeus) baeticatus* FÉR. sp.
FÉRUSAC, 1821. Prodr. 55, Nr. 122 (*Helix*).

Das an der Mündung verletzte, sicher fossil gefundene Stück weicht von der Diagnose — die allein mir zugänglich ist — nur durch die Termini „*t. longe rimata, haud rimato-perforata*“ ab. — Alt. 19, diam. max. 8 $\frac{1}{4}$ mm.

Bei besserer Erhaltung würden sich wohl noch kleine Verschiedenheiten vom Typus erkennen lassen.

Fossil noch nicht bekannt.

7. *Cyclostoma canariense* D'ORB.

D'ORBIGNY, Moll. Canar. 1839, S. 76, Taf. 2, Fig. 5 (part.); MOUSSON, a. a. O. S. 144.

Nur in einem Stück in einer Varietät gefunden, die ich var. *praecursor* n. var. nennen will.

Char. *Differt a typo t. rimata, multo crassiore et solidiore, striis radiantibus minus distinctis, costulis spiralibus 23 acutioribus, magis filiformibus; perist. hebetato, planato marginibus basali columellarique sat expansis, sublabiatis.* — Alt. 17, diam. max. 13 $\frac{1}{2}$ mm; alt. apert. (c. perist.) 10, lat. apert. 8 mm.

Die Form weicht durch Dickschaligkeit und ausgebreitete Lippe etwas von dem heute noch lebenden Typus von Tenerife ab, ist aber MOUSSON a. a. O. S. 145 in subfossilen Stücken von Ferro bereits bekannt gewesen, die vielleicht mit der vorliegenden Varietät übereinstimmen.

Von sonstigen Landschnecken finde ich als fossil aus Tenerife durch MOUSSON nur noch verzeichnet *Stenogyra* (*Rumina*) *decollata* L. sp., eine im Mittelmeergebiet häufige und weitverbreitete Art, und von Süßwasserschnecken, aber wohl nur durch einen Druckfehler zum Fossil gestempelt, den gleichfalls in den Mittelmeerländern überall gefundenen *Ancylus striatus* QU. GAIM.

Ein Urteil über das Alter dieser kleinen, aber interessanten Landschneckenfauna kann nur mit größter Vorsicht gefällt werden. Von den Canaren ist zwar schon eine Anzahl von Ablagerungen bekannt, die mehr oder weniger reich sind an Landschnecken von einheimischem Typus, und die durchweg von den Reisenden wie von ihren zoologischen Bearbeitern als „sehr jung“ oder als „pliocän“ bezeichnet worden sind. Aber es steht noch keineswegs fest, ob alle diese Ablagerungen auf den verschiedenen Inseln Beziehungen zueinander haben oder gleichzeitige Bildungen sind, ja, es ist dies a priori sogar wenig wahrscheinlich. Die Anzahl von sieben oder acht Arten reicht aber nicht aus, die Altersfrage für die vorliegende Schicht aus dem Barranco von Tegina mit einiger Sicherheit zu entscheiden. Einerseits fällt freilich auf, daß sich unter den gefundenen Landschnecken auch nicht eine zeigt, die wir als ausgestorben bezeichnen dürfen, andererseits aber ist für die Ablagerung das Auftreten von nicht weniger als vier Varietäten charakteristisch, die von den heute auf Tenerife lebenden Formen mehr oder weniger stark abweichen. Mit einiger Wahrscheinlichkeit wäre, wenn wir hier einen europäischen Maßstab anlegen wollten, für diese Ablagerung zum mindesten ein altdiluviales, ja vielleicht gar ein jungpliocänes Alter anzunehmen. Doch wird es zweckmäßig sein, zu dieser Altersbestimmung noch ein Fragezeichen zu setzen und abzuwarten, was weitere und länger betriebene Aufsammlungen bringen werden, die sicher die Artenzahl unserer Liste noch um einige interessante Formen vermehren dürften.

18. Über einen neuen Kernbohrapparat für sonst nicht kernfähiges Gebirge.

Von Herrn P. KRUSCH.

(Mit 1 Textfigur.)

z. Z. Blankenstein (Ruhr), den 23. August 1908.

Auf einem Bohrturm der Niederländisch fiskalischen Bohrverwaltung lernte ich einen Kernbohrapparat kennen, welcher geeignet ist, von Schichten, die im allgemeinen als nicht kernfähig gelten, Kerne zu liefern. Jeder Geologe weiß, wie schwierig es ist, in den aus leicht zerstörbaren Gesteinen bestehenden jüngeren Formationen bei Tiefbohrungen nicht nur überhaupt bestimmbare Versteinerungen, sondern vor allen Dingen aus richtiger Tiefe zu erhalten.

Im östlichen Holland und westlichen Norddeutschland besteht das Tertiär vom Hangenden zum Liegenden im allgemeinen, wenn es vollständig entwickelt ist, aus Pliocän, Miocän, Oligocän und Eocän. Von ihnen werden die marinen Ablagerungen des Miocäns, Oberoligocäns und Unteroligocäns von häufig nur schwachtonigen glaukonitischen Sanden oder von sehr sandigen glaukonitischen Tonen gebildet. Während zwischen dem Unter- und Oberoligocän der plastische Septarienton in größerer Mächtigkeit auftritt und ihre Trennung ermöglicht, liegt Miocän unmittelbar auf Oberoligocän; beide Formationen unterscheiden sich in petrographischer Beziehung in keiner Weise, so daß man lediglich auf die Fossilführung angewiesen ist.

Bei dem gewöhnlichen Spülbohrverfahren zerstört das unter hohem Druck im Bohrloch wirkende Wasser die losen marinen Schichten der 3 genannten geologischen Formationen vollständig. Sie fließen über Tage als schwach toniger Sand aus. Die Versteinerungen werden zum großen Teil zerbrochen und pflegen, wie die Erfahrung lehrt — im allgemeinen allerdings aufsteigend — längere Zeit in dem Bohrloch zu tanzen, ehe sie an die Tagesoberfläche kommen.

Da die Versteinerungen der verschiedenen Horizonte je nach ihrer Größe und Schwere verschieden lange im Bohrloch bleiben, findet ein Mischen der Fossilien der verschiedenen Horizonte in der Spülung statt, und die nach Angabe des Bohrprotokolls in einer bestimmten Tiefe gefundenen Versteinerungen stammen gewöhnlich nur zum kleinen Teil aus der betr. Tiefe, im allgemeinen aus den verschiedensten Horizonten.

Westlich von Venlo hat die Niederländisch fiskalische Bohrverwaltung 3 Bohrungen, Helenaveen 1—3, nach dem gewöhnlichen Bohrverfahren niedergebracht, bei welchen unter ständiger sachverständiger Überwachung die Bohrproben mit peinlichster Genauigkeit genommen wurden. Nach freundlicher Angabe des Herrn Dr. VAN WATERSCHOOT VAN DER GRACHT, des Direktors der Niederländisch fiskalischen Bohrverwaltung, gewann man massenhaft miocäne Muscheln bis 400 oder 420 m Teufe. Da die ersten miocänen Formen bei 100 m ausgespült wurden, nahm man allgemein an, daß das Miocän von 100 bis annähernd 420 m reicht. Unmittelbar unter dem Miocän folgte der Septarienton, in dessen Nähe die nach Annahme miocänen glaukonitischen Sande toniger und toniger wurden. Das Profil mußte also in diesen Bohrungen wie folgt angenommen werden:

von 10—100 m fossilfreier Glaukonitsand, vermutlich Pliocän,
- 100—420 m Miocän } Oberoligocän fehlt anscheinend.
- 420 m ab Septarienton }

Nach einigen wenigen Bruchstücken von *Turritella Geinitzi* wurde vorläufig Unteres Miocän angenommen, um in die abnorm mächtige miocäne Stufe eine gewisse Gliederung zu bringen.

Ein neues Bohrloch brachte man bei Baarlo nach der neuen Methode nieder, welche das Kernziehen in losen Schichten ermöglicht. Es zeigte, daß man sich in der Gliederung des Tertiärs wesentlich geirrt hatte.

Man bekam bis 100 m fossilfreien Glaukonitsand.

Von 100—170 m fossilreiches Miocän (bei 160 m setzte die Kernbohrung ein).

Von 170—360 m folgte fossilreiches Oberoligocän, bestehend aus tonigem Glaukonitsande von gleichmäßiger Beschaffenheit, petrographisch dem Miocän gleichend, mit einer Fülle sehr gut erhaltener, aber außerordentlich weicher Fossilien, von denen die Meißelbohrung so gut wie nichts herausgespült hatte.

Von 360 m ab stand fetter Septarienton an.

Die auffallenden Unterschiede zwischen beiden Tertiärprofilen sind also:

1. Nach der gewöhnlichen Spülbohrung reicht das Miocän von 100 bis annähernd 420 m; nach der Kernbohrung nur von 100—170 m.
2. Die in den Kernen tadellos erhaltenen, außerordentlich weichen Fossilien des Oberoligocäns, welche in den Spülbohrungen überhaupt verschwunden sind, stehen nach der Kernbohrung bis 360 m an.

3. Während nach der Spülbohrung das Miocän, welches bis 420 m reichen sollte, allmählich toniger und toniger wird, schneidet das Oberoligocän scharf gegen den sein Liegendes bildenden fetten Septarienton ab, der aber bald wieder sandigere Beschaffenheit annimmt.

Bei der Spülbohrung ist man also 60 m in den Septarienton eingedrungen, ohne es zu merken. Als man die bis dahin unbekanntenen weichen Fossilien des Oberoligocäns in einem Schichtenkomplex von annähernd 200 m fand, sah man die früher nicht bestimmbaren Bruchstücke aus den Bohrungen Helenaveen 1—3 durch und konnte nun an der Hand des neuen Vergleichsmaterials das Vorhandensein des Oberoligocäns ebenfalls an winzigen Bruchstückchen nachträglich nachweisen. Der Nachfall der miocänen Fossilien, welcher nach der Beobachtung des Bohrpersonals stoßweise im Bohrloch auftrat, muß hinter der Verrohrung erfolgt sein, welche bis tief ins Oligocän hineinreichte.

Es ist mir leider nicht möglich, bis jetzt eine genaue Zeichnung des fraglichen Bohrapparats, welcher von der A.-G. für bergbauliche Arbeiten in Heerlen und Aachen nach Anweisung des Herrn Dr. VAN WATERSHOOT VAN DER GRACHT angefertigt und zum Patent angemeldet wurde, zu bekommen.

Nebenstehende Skizze dürfte aber zum Verständnis genügen.

Der Apparat besteht aus dem Kernrohr a, welches unten mit der Krone b endet. Die Krone ist mit eigenartigen Stahlmessern c besetzt, die schneidend wirken.

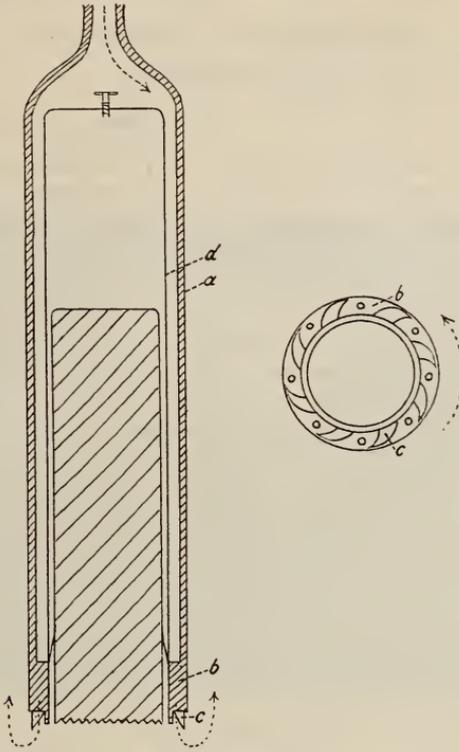
Während bei den gewöhnlichen Kronen der Kern nach und nach in das Kernrohr eintritt und mit der Spülung direkt in Berührung kommt, wird er bei dem neuen Apparat durch einen Eisenmantel d vor der Spülung geschützt. Das Spülwasser geht in der Pfeilrichtung in dem Gestänge nieder, umspült den Kernschutzmantel und tritt durch die zwischen den Stahlmessern befindlichen Löcher an der Bohrlochsohle aus, das von den Messern losgetrennte Material fornehmend und außerhalb des Gestänges in die Höhe führend, bis es an der Oberfläche ausfließt.

Da es sich um sehr sandige Schichten handelt, bohrt man mit Dickspülung.

Die Kerne, die ich gesehen habe, bestanden aus schwach tonigem, glaukonitischem Sande, welcher zum großen Teil beim Liegen auseinanderfällt.

Der Bohrfortschritt war 5—6 m in 10 Stunden und annähernd nur halb so groß wie bei dem gewöhnlichen Bohrv erfahren.

Ein erheblicher Zeitverlust wird natürlich durch das Ziehen der Kerne bedingt, das bei dem gewöhnlichen Spülbohrverfahren wegfällt.



A. Längsschnitt.

B. Grundriß der Krone.

a Kernrohr. b Krone. c Stahlmesser. d Eisenschutzmantel für den Kern.

Kernbohrapparat für sonst nicht kernfähiges Gebirge.

Wenn nun auch das Bohren mit diesem neuen Apparate wesentlich teurer für den Unternehmer wird als das Bohren mit dem gewöhnlichen Spülbohrverfahren, so zeigt doch ein Vergleich der oben angeführten, nach den beiden Methoden gewonnenen Bohrerresultate, welche Vorteile die Gewinnung von Kernen, die überdies noch das Einfallen der Schichten zeigen, im lockeren Gebirge nicht nur dem Geologen, sondern auch dem Bohrunternehmer gewähren kann. Jedenfalls dürfte die Methode weit billiger sein als eine Trockenbohrung bei größerer Tiefe.

19. Untersuchungen zum Beweise der Ausdehnung von Silikaten beim Erstarren.

Von Herrn A. FLEISCHER.

(Mit 2 Textfiguren.)

Breslau, den 25. Mai 1908.

In einer unterm 13. März 1907 veröffentlichten Arbeit¹⁾ habe ich mitgeteilt, daß ich im gewöhnlichen Schachtofen Schmelzversuche mit Trachyt vom Westerwald gemacht, hierbei aber nur eine hellgraue gesinterte Masse von bimssteinartiger Struktur erzielt habe, welche eine große Zahl von verglasten Blasen enthielt. Ich habe nachträglich diese Masse, in Stücke von etwa 8—10 Kubikzentimeter Größe zerschlagen, in einem Gasgebläseofen der technischen Hochschule in Charlottenburg geschmolzen, und zwar in einem unglasierten Porzellantiegel mit halbkugelförmigem Boden bei 163 mm lichter Höhe und 105 mm lichter Weite, der in einen entsprechenden Graphittiegel eingesetzt war. Nach dem Erkalten zeigte sich oberhalb der geschmolzenen, stark eingesunkenen Masse die Tiegelwandung peripherisch abgesprengt, und zwar in 3 großen Stücken, während der unterste Teil fast vollständig in kleine Scherben zertrümmert war, und 3 darüber befindliche größere Stücke — zum Teil Sprünge enthaltend — durch sehr fest anhaftendes Schmelzgut zusammengehalten wurden. Die erstarrte obsidianartige Masse zeigte sich im auffallenden Licht schwarz, an vorstehenden Kanten häufig durchscheinend gelbbraunlich, auch grünlich, und hatte strahlig-kristallinisches Gefüge.

Es wurde ferner in einem unglasierten Porzellantiegel von 52 mm oberem Durchmesser und 70 mm Höhe, welcher in einen Tiegel von fast ganz reiner gepreßter Kohle eingesetzt war, schwedischer Syenit geschmolzen, nachdem der Zwischenraum der Tiegel mit Graphit fest ausgefüllt war. Die Schmelzung erfolgte im Kohlenwiderstandsofen bei einer Spannung von ca. 55 Volt und ca. 180 Ampère bei 1200 bis 1300° C. Die Zeitdauer des Schmelzens betrug ungefähr 6—6½ Stunden, und die Abkühlung erfolgte so langsam, daß nach 16 Stunden der Tiegel sich kaum mit der Hand anfassen ließ, auch nur für einen Moment. Der Porzellantiegel

¹⁾ Diese Zeitschr. 59, Monatsber. 4, S. 130.

zeigte sich in ganz kleine Bruchstücke zersprengt, und es kann dies ebenfalls nur auf eine Ausdehnung der Schmelze beim Erstarren zurückgeführt werden. Die geschmolzene Masse war ebenfalls obsidianartig schwarz, jedoch ohne strahlig-krystallinisches Gefüge.

Ich habe dann weiter in dem vorstehend beschriebenen elektrischen Ofen eine aschgraue, sehr dichte Lava geschmolzen, in welcher eine große Zahl schwarzbrauner tafelförmiger Krystalle von bis 5 mm Länge und 2—3 mm Breite eingelagert war, und welche dem Lavastrom bei Boscotrecase

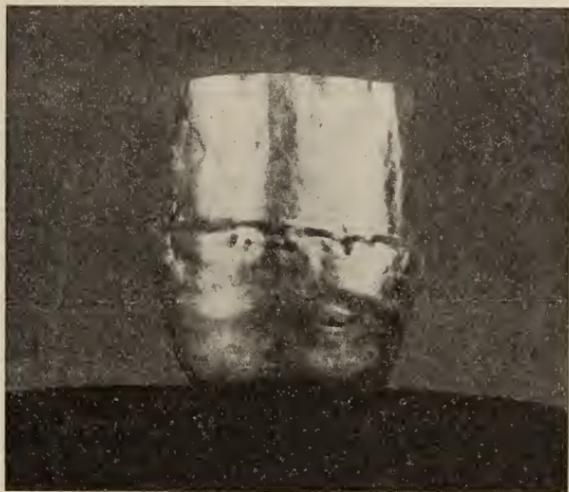


Fig. 1.

Durch Ausdehnung geschmolzenen Silikats beim Erstarren ausgebeulter Platintiegel.

vom Ausbruch des Vesuv im April 1906 entstammte. Die Schmelzung erfolgte in einem Nickeltiegel von 37—39 mm oberem Durchmesser und 36 mm Höhe. Es zeigte sich nach dem Erkalten an demselben in 11—15 mm Entfernung vom oberen Tiegelrand deutlich eine ringförmige Ausbeulung des Tiegels, welche ebenfalls nur durch eine Ausdehnung der Schmelze beim Erstarren verursacht sein konnte.

Weiter verdanke ich der Güte des Herrn Professor MATHESIUS in Charlottenburg die in vorstehender Fig. 1 wiedergegebene Photographie eines Platintiegels, in welchem ein sehr inniges Gemenge von 8 CaO , 3 SiO_2 , $2 \text{ Al}_2\text{O}_3$ ge-

schmolzen worden war, der nach dem Erkalten eine sehr bedeutende Ausbeulung durch Ausdehnung des geschmolzenen Silikats beim Erstarren zeigte. Es ist somit die Ausdehnung von geschmolzenen Silikaten beim Erstarren nachgewiesen:

- I. durch die von mir beobachteten Blasenbildungen in einer bei der Nickelverhütung fallenden Schlacke¹⁾,
- II. durch meine Schmelzversuche beim Basalt²⁾,
- III—V. durch die vorstehend angeführten Schmelzungen von Trachyt, Syenit, Lava,
- VI. durch die Wiedergabe der Photographie des ausgebeulten Platintiegels.

Hinzufügen muß ich noch, daß der verwendete Trachyt ein spez. Gewicht von 2,569, der geschmolzene ein solches von 2,395 zeigte, die Differenz also 6,8 Proz. betrug.

Beim Syenit wurde das spezif. Gewicht mit 2,985 und für das geschmolzene Gestein mit 2,817 ermittelt, also Differenz 5,6 Proz. Es ist natürlich selbstverständlich, daß das natürliche, unter ungeheurem Druck erstarrte Gestein ein höheres spezif. Gewicht haben muß als das geschmolzene, unter verhältnismäßig sehr geringem Druck erstarrte Material.

Bemerken möchte ich noch, daß ich im Laufe meiner Arbeiten eine große Zahl von pyknometrischen Bestimmungen des spezif. Gewichts von Silikaten gemacht habe. Hierbei ist es sehr lästig und zeitraubend, daß die bei dem bisherigen Verfahren sehr langsam sich entwickelnden Luftblasen ein häufiges Schütteln des Pyknometers bedingen, was meistens $\frac{1}{2}$ Stunde und zuweilen noch längere Zeit erforderte. Es erschien mir als eine bedeutende Vereinfachung, das Auspumpen der Luft ohne Übergießen des zu untersuchenden zerkleinerten Gesteins vorzunehmen und dasselbe erst nach dem Auspumpen unter Ausschluß der Luft unter Wasser zu setzen.

Zu diesem Zweck habe ich den in Fig. 2 in ungefähr $\frac{1}{3}$ der natürlichen Größe skizzierten sehr einfachen Apparat konstruiert.

In einen Exsikkator ll mit dem gewöhnlichen seitlichen Ansatz rr, welcher durch einen Kautschukpfropfen ii mit durchgehendem Glasrohr und Hahn h verschließbar ist, wird eine Glasplatte gg mit Steinkitt luftdicht eingekittet; dieselbe

¹⁾ Diese Zeitschr. 57, 1905, S. 201.

²⁾ Diese Zeitschr. 59, 1907, S. 126—130.

dient zur Aufnahme des Pyknometers, während die Glasplatte ff, am Rande gut eingefettet, den oberen Verschuß bildet.

In der Mitte dieser Glasplatte ff ist ein Kautschukpfropfen d angebracht, durch welchen ein Glasrohr ee von 5 mm Durchmesser und 1 mm Bohrung geführt ist, und zwar so, daß dasselbe bis etwas unter das obere Ende des Pyknometerhalses reicht und letzteren so vor dem Umfallen beim Schütteln bewahrt. An das Glasrohr ee ist oberhalb d ein Glashahn tt und ferner ein elliptisches Glasgefäß b angeschmolzen, dessen Hals mit einem Korkstöpsel verschlossen

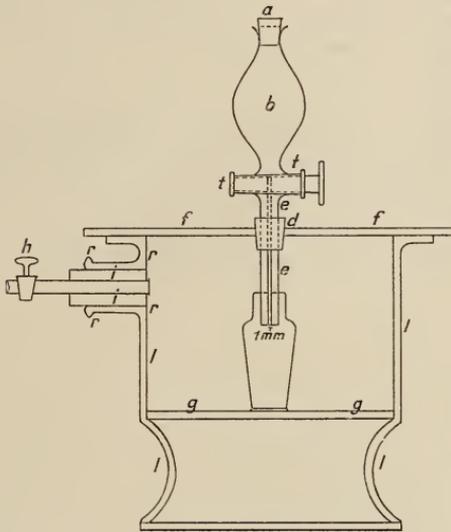


Fig. 2.

Apparat für pyknometrische Bestimmungen unter Luftabschluß.

werden kann. Man operiert nun so, daß zunächst das Pyknometer mit der zerkleinerten Substanz so eingesetzt wird, daß es in der Mitte des Apparats steht; dann wird die Glasplatte ff aufgelegt und in diese der Apparat eeb mit dem Pfropfen d luftdicht eingesetzt, nachdem die Enden des Hahnes tt 2—3 mm breit vorsichtig eingefettet worden. Es wird dann bei geschlossenem Hahn tt das Gefäß b mit gut ausgekochtem Wasser bis an den Rand gefüllt und mit dem Korkpfropfen a dicht verschlossen, und zwar so, daß sich keine Luft darunter befindet. Es wird dann bei h die Luftpumpe angeschlossen und in Bewegung gesetzt.

Nach ca. 15 Minuten wird der Pfropfen a gelüftet und so wiederaufgesetzt, daß unter demselben nur eine kleine Luftblase sich befindet; hierauf wird der Hahn tt vorsichtig so weit geöffnet, daß das Wasser durch ee nur tropfenweise hindurchfällt. Sobald das Wasser 2—4 mm höchstens über der (vor Einsetzen des Pyknometers) möglichst gleichmäßig ausgebreiteten Substanz steht, wird der Hahn tt geschlossen und weitere 10—15 Minuten der Wirkung der Luftpumpe überlassen. Ich habe dann fast stets das Wasser frei von Blasen gefunden, und nur zuweilen waren einige ganz kleine Bläschen vorhanden, welche bei kurzem Schütteln verschwanden. Es wurde dann der Pumpenhahn h geschlossen, der Apparat eeb mit dem Pfropfen d herausgehoben und nunmehr wie gewöhnlich verfahren. —

Ich kann nicht unterlassen, an dieser Stelle Herrn Professor MATHESIUS, dem Vorstand des Eisenhüttenmännischen Laboratoriums in Charlottenburg, sowie dem assistierenden Diplom-Ingenieur Herrn PHILIPPI meinen besten Dank abzustatten für die liebenswürdige Unterstützung, welche mir die genannten Herren bei meinen dortigen Arbeiten gewährt haben.

Erklärung der nebenstehenden Texttafel zu Seite 236.

Eryops megacephalus COPE.

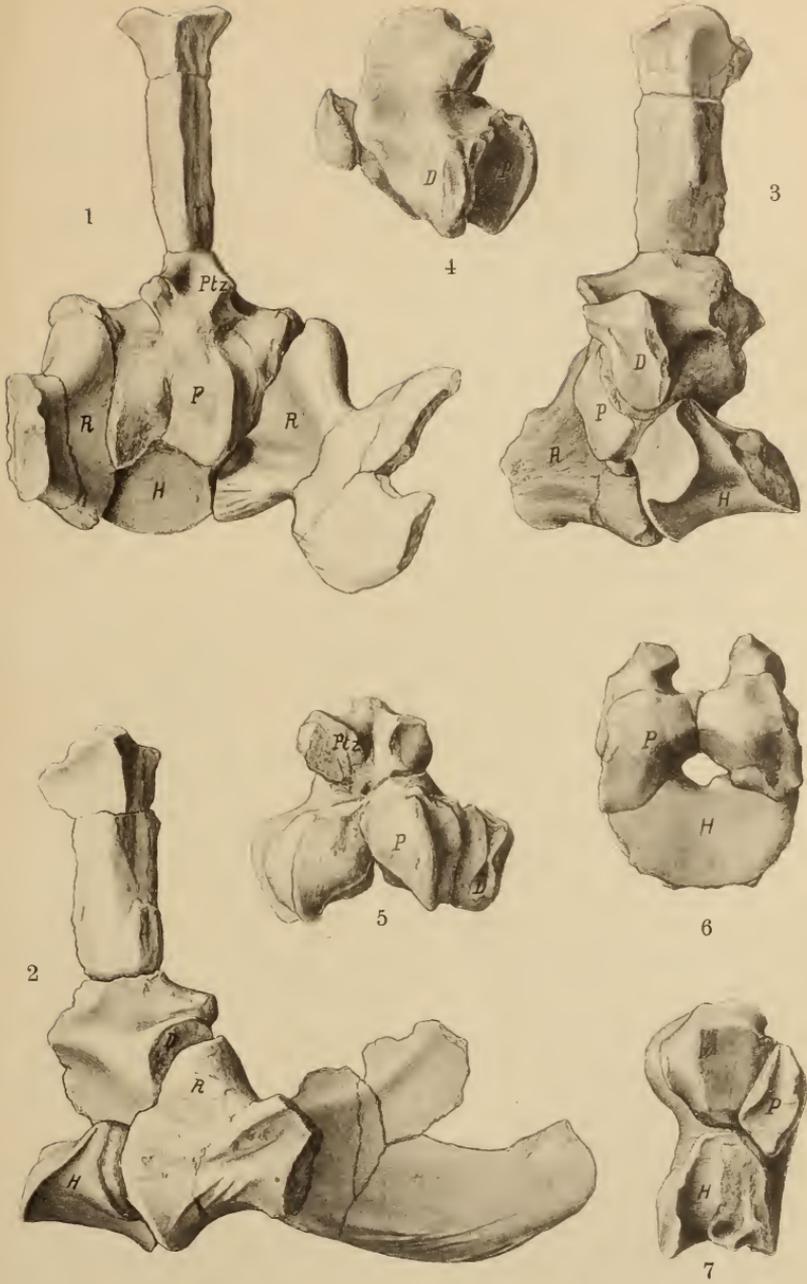
- Fig. 1. Sakralwirbel von hinten.
Fig. 2. Desgleichen. Seitenansicht von links.
Fig. 3. Desgleichen. Seitenansicht von rechts. Die rechte Sakralrippe ist entfernt worden, um das rechte Pleurocentrum zu zeigen. Die linke Sakralrippe ist am Stücke belassen.
Fig. 4. Rückenwirbel. Oberer Bogen mit Pleurozentrum. Seitenansicht von links.
Fig. 5. Desgleichen. Ansicht von hinten. Dieses Stück sowie Fig. 6 zeigen besonders gut den dorsalen Zusammenschluß der Pleurozentren.
Fig. 6. Rückenwirbel. Hypozentrum, Pleurozentren und Teile des oberen Bogens. Ansicht von hinten.
Fig. 7. Desgleichen Seitenansicht von links.

Bezeichnungen:

P = Pleurozentren. H = Hypozentrum. Ptz = Postzygapophysen.
 D = Diapophyse. R = Rippen.

Sämtliche Figuren in $\frac{2}{3}$ nat. Größe.

Die Originale befinden sich in der paläontologischen Staatssammlung in München.



Monatsberichte

der

Deutschen geologischen Gesellschaft.

Nr. 11.

1908.

Protokoll der Sitzung vom 4. November 1908.

Vorsitzender: Herr RAUFF.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung mit der Mitteilung von dem am 22. September d. J. zu Gotha erfolgten Ableben des Mitgliedes Herrn Prof. Dr. W. PABST in Gotha.

Die Versammlung erhob sich zu Ehren des Verstorbenen.

Als Mitglieder wünschen der Gesellschaft beizutreten:

Herr Professor Dr. SCHWERTSCHLAGER in Eichstädt, vorgeschlagen von den Herren ROTHPLETZ, v. STROMER und BROILI;

Herr Dr. phil. W. HAACK, wissensch. Hilfsarbeiter am Mineral.-geol. Institut zu Hamburg, vorgeschlagen von den Herren GOTTSCHKE, J. PETERSEN (Hamburg) und RAUFF.

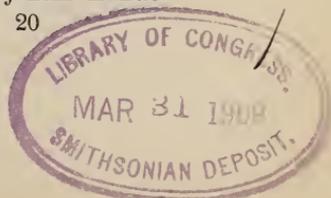
Herr Dr. AUG. MÜLLER, Linnaea, naturh. Inst., Berlin NW, Turmstr. 19, vorgeschlagen von den Herren BEYSCHLAG, SCHRÖDER und SCHNEIDER.

Herr Dr. LÜDTKE, Oberlehrer am Realgymnasium in Bromberg, vorgeschlagen von den Herren JENTZSCH, DEECKE und J. BEHR.

Das Protokoll der letzten Sitzung wird verlesen und genehmigt.

Herr PAUL HERMANN gab in seinem Vortrage einen Beitrag zur Geologie von Deutsch-Südwestafrika.

Vor kurzem von einem 2 jährigen Aufenthalte in Deutsch-Südwestafrika zurückgekehrt, hielt ich es für wichtig bereits heute an dieser Stelle einen kleinen Abriß dessen zu geben, was ich durch meine Reisen und Untersuchungen in jenem Lande



festzustellen Gelegenheit hatte. Da das Feld meiner Tätigkeit vorzugsweise das Gebiet nordwärts Gibeon bis zur Etoschapfanne war, so werde ich mich demgemäß in meinen folgenden Darstellungen nur auf dieses Gebiet beschränken.

Es dürfte wohl allgemein bekannt sein, daß der geologische Aufbau unserer Kolonie große Ähnlichkeit mit dem Südafrikas zeigt, daher sehe ich mich veranlaßt, zunächst kurz diese Verhältnisse zu erörtern, ehe ich auf die Südwestafrikas eingehe.

Die südafrikanischen Geologen stellen folgendes Schema auf:

Im Süden u. Westen Südafrikas.		Im Norden u. Nordwesten Südafrikas.	
Prae-Cape-System	Malmesburg - Schichten	Disk.	! Keis - Schichten Campbell-Rand-Schichten Griquatown- " Disk. Vulkan. Gesteine von Beer Vley Disk. Matsáp-Schichten
	Cango	" Disk.	
	Ibiqua	" Disk.	
Cape-System	Tafelberg	"	
	Bokkeveld	"	
	Witteberg	"	
Karoo-System	Dwyka	"	
	Ekka	"	
	Beaufort	"	
	Stormberg	"	
Cretaceisches System	Uitenhage	" Disk.	Enon-Konglomerat Wood-Schichten Sunday-River-Schichten
	Pondoland	" Disk.	
Jüngere Schichten.			

Die !Keisschichten bestehen aus Quarziten und Glimmerschiefern, die Campbell-Rand-Schichten aus Quarziten, Glimmerschiefern, Kalken und Hornfelsen.

Die Griquatownschichten sind dunkelgrüne tonige Schiefer mit Quarziten und Jaspis und reichlichen Magnetitlagern.

Die Matsáp-Schichten werden von Quarziten, groben Sandsteinen mit basalen Konglomeraten gebildet. Sie werden von den Mandelsteinmelaphyren durchbrochen.

Die Tafelbergsschichten bestehen aus grauweißen Sandsteinen und Quarziten, die im frischen Zustande eine bläuliche Farbe besitzen. Konglomerate sind äußerst selten.

Die Bokkeveldschichten sind fossilführend mit Devonfauna. Sie bestehen aus schwarzblauen Schiefen und schwarzen Sandsteinen mit rostbrauner Verwitterung.

Die Wittebergsschichten werden von Sandsteinen, Quarziten und grauen bis dunkelgrünen Tonschiefern mit oft reich-

licher Glimmerführung gebildet. Wenig bestimmbare Pflanzenreste sind bekannt, die etwa der Culmflora angehören dürften.

Diese Angaben über Südafrika mögen vorläufig genügen, da wir in Südwest-Afrika vorzugsweise nur die Äquivalente dieser Formationen antreffen.

Deutsch-Südwestafrika ist das Land der alten Formationen, und besonders der mittlere Teil, in dessen Zentrum Windhuk liegt, zeigt fast ausschließlich die ältesten Stufen der südafrikanischen Formationen. Wir beginnen daher bei unserer Betrachtung mit diesem Gebiete.

Schon an der Küste von Swakopmund treten uns Granite entgegen, die zum Teil von krystallinen Schiefen und Kalken überlagert werden. Längs der Bahnstrecke Swakopmund—Karibib wiederholt sich dieses Bild kontinuierlich, um sich auch weiter hinauf in das Land bis Windhuk in einiger Abwechslung weiter verfolgen zu lassen. Erst hinter Okahandja verschwindet der Granit und macht den krystallinen Schiefen ausschließlich Platz. Diese breiten sich weit nach Osten und Westen hin aus, wie ich es gelegentlich meiner Reisen feststellen konnte, und bilden das Komashochland, die Auas-, Eros- und Onjatiberge.

Aber auch weit nach Süden reichen die krystallinen Schiefer — bis südlich von Rehoboth habe ich sie verfolgen können, ja selbst bis Hornkranz und südlich davon stehen sie noch an, bis sie schließlich im Naukluftgebirge von jüngerem Kalk überlagert werden. —

Augenscheinlich die untersten Glieder unserer krystallinen Schieferformation, wie ich sie bezeichnen will, sind Biotitglimmerschiefer. Am Nordfuße des Komashochlandes sind sie recht gut ausgebildet und liegen hier auf dem weißen Granit, der diese Schiefer gleichzeitig auf große Strecken hin durchdringt. Ich bezeichne diesen Granit als „intrusiven Granit“ gemäß der Nomenklatur der südafrikanischen Geologen.

Diesen intrusiven Granit finden wir, wie schon gesagt, am Nordfuße des Komashochlandes, dann nach Westen zu den Swakop abwärts. Auch an der Küste bei Swakopmund und weit und breit in der Namib ist es mir gelungen, ihn aufzufinden. Aber auch am Südfuße des Auasgebirges, am weißen Nosob, sich in die Kalahari fortsetzend und schließlich sich mit dem Granit von Okahandja nordöstlich der Onjatiberge vereinigend. An und für sich ist der Granit bedeutend jünger als ein großer Teil der krystallinen Schiefer, und er interessiert uns an dieser Stelle nur wegen seiner Beziehungen zu den ältesten Schiefen. Vielfach hat der Granit diese völlig resor-

biert und zeigt dann in saurer Grundmasse große Nester von Biotitausscheidungen. — Über diesem untersten Schiefer, der meist nur 3 bis 10 m mächtig ist, liegt am Nordfuß des Komashochlandes die gewaltige Menge der übrigen krystallinen Schiefer, am Swakop unterhalb Otjimbingue, am Westrande der Namib und in der Naukluft aber eine Folge von krystallinen Dolomiten und Kalken. Auf diese Gesteine werde ich noch zurückkommen.

Die höher liegenden krystallinen Schiefer setzen sich aus einer Folge von Biotit-, Chlorit- und Amphibolschiefer zusammen, denen bald reichlicher bald spärlicher Quarz beigemischt ist. Zu unterst liegen feinkörnige Biotitschiefer, die eine Mächtigkeit bis zu 100 m erreichen. Hierauf folgt ein Horizont mit großen Quarzlin sen, der starke Überfaltung und Pressung zeigt und an die „contorted beds“ Transvaals erinnert. Auch er erreicht bisweilen eine ziemliche Mächtigkeit, die schätzungsweise stellenweise 100 m erreichen dürfte. In diesem Horizonte wechselt lokal Biotit mit Chlorit, doch ist der Biotit der gewöhnliche Gemengteil. Auf diesen Quarzlin senhorizont folgt eine Reihe weniger mächtig entwickelter Schichten, die aus Staurolith-Granat-Glimmerschiefern, Amphibolschiefern, Silikathornfelsen und Granatglimmerschiefern bestehen. Hier auf folgen Quarzite, Amphibolschiefer, Graphit- und Ton schiefer und endlich Sericitschiefer.

Dies sind die Verhältnisse, wie sie uns vorzugsweise im Komashochlande entgegentreten, und ich bezeichne diese Gesteinsfolge als die Komasformation. Ein Vergleich mit Südafrika zeigt, daß diese Formation den ältesten Gliedern des Prae-Cape-Systems entspricht, also die Schichtenfolge bis etwa zu den Griquatown- und Malmesburgschichten umfaßt.

Die Komasformation wird, besonders im Westen, Süden und Südosten des Komashochlandes, von jüngeren Formationen überlagert, die in den Naukluftkalken und Naukluftdolomiten ihre vollkommenste Ausbildung erhalten haben.

Im Naukluftgebirge haben wir nämlich folgendes Profil, von unten aufsteigend:

1. Granit,
2. Glimmerschiefer mit basalen Granitintrusionen,
3. Dunkelfarbiger, plattiger Kalk,
4. Dünnplattiger, graugrüner, oft gefalteter,
und geschieferter Kalk
5. Graugrüner, geschieferter Kalk Diskordanz
6. Graugrüner, toniger Sandstein oder graublauer Quarzit, Diskordanz

7. Grauer, plattiger Kalk,
8. Gelber, dickbankiger Kalk,
9. Rotgelber, kompakter Kalk.

Hierzu tritt am Südende des Naukluftgebirges, sich nach Norden zu auskeilend:

10. Schwarzgrauer Kalk (Zariskalk) und
11. Grauer, junger Deckenkalk.

Ähnliche Schichtenfolge finden wir in Südafrika bei den Cango-schichten: sie bestehen aus Konglomeraten, Quarz-Feldspathsandsteinen, Quarziten, Schiefen und Kalken. Sämtliche Schichten erreichen beträchtliche Mächtigkeiten. In den Cango-kalken, von denen mehrere Horizonte vorhanden sind, befinden sich die berühmten Cango-Höhlen. Hier wird der Kalk allein 1800 Fuß mächtig, Fossilführung ist nicht bekannt.

Etwa gleichaltrig mit den Naukluftkalken dürften die krystallinen Kalkschollen sein, die wir am Ostfuße der Auasberge und am Rande der Namib und auch in der Namib anstehend finden.

Am Ostfuße der Auasberge zeigt sich folgendes Profil:

1. Zu unterst Granit, dann
2. Quarzit,
3. Grobflaseriger Glimmerschiefer,
4. Feinkörniger Glimmerschiefer,
5. Graphitschiefer,
6. Krystalliner Kalk,
7. Sandsteine (Auasformation).

Von hier aus nach Süden, nach Hatsamas zu treffen wir folgendes Profil an:

1. Granit,
2. Quarzit,
3. Hornfelse und Schiefer,
4. Krystalliner Dolomit (Dolomitmarmor von Hohewarte),
5. Grünschwarze Tonschiefer,
6. Graue Sericitschiefer,
7. Eisenglantzschiefer,
8. Quarzit,
9. Kalaharisand.

Das Profil zwischen Ukuib und Wilhelmsfeste ist folgendermaßen:

1. Granit,
2. Schiefer mit Granitintrusionen,

3. Biotitschiefer,
4. Weißer, krystalliner Kalk mit einigen Schiefereinlagerungen,
5. Grauer Quarzit,
6. Rotgelber krystalliner Kalk.

Bei Kubas ist folgendes Profil sichtbar:

1. Granit,
2. Schiefer,
3. Dolomitmarmor von blauweißem Bruch,
4. Mit Schiefer durchsetzter grauer Dolomitmarmor,
5. Grauweißer, hornsteinartiger Quarzit,
6. Gelbweißer Dolomitmarmor.

Gleiche Profile finden wir noch vielerorts in der Namib, und es ist unschwer, in den Kalken und Dolomiten Abteilungen der Naukluffformation zu erkennen. Die überall auftretende Schiefergruppe gehört der untersten Stufe der Komasformation an. Die Quarzitbank zwischen den unteren und oberen Kalken ist nichts anderes als der graugrüne Sandstein der Naukluffformation, und es bliebe nur die Frage offen, ob der Sandstein des Auasgebirges in irgend einer Beziehung zur Naukluffformation steht. Leider ist es mir nicht gelungen, diesen Punkt klarzustellen, da ich das Zwischenstück zwischen Naukluffgebirge und Komashochland nicht bereisen konnte.

Wenden wir uns nunmehr den Auassandsteinen und ihren Lagerungsverhältnissen zu. Am Ostflügel der Auasberge lagen sie auf den krystallinen Kalken, die sich gegen Südwesten zu auskeilen. Nunmehr legen sich die Sandsteine unmittelbar auf die Schiefer auf. Zuerst sind es die oberen Komasschichten, dann aber verschwinden diese, und die Sandsteine liegen auf den Quarziten der Komasformation und schließlich auf dem Quarzlinshorizont auf. Gleichzeitig nehmen wir eine Zunahme der Auassandsteine nach Westen zu wahr, indem sich eine Lage nach der anderen zunächst diskordant, dann aber konkordant aufsetzt.

Westlich vom Auasgebirge wie auch südlich davon verschwinden aber die Sandsteine bis auf wenige Reste, die tafelfergartig einzelne Bergrücken bedecken. VOIT, der diese Formation am !Gansberg studierte, parallelisierte sie den südafrikanischen Tafelbergsandsteinen. Die Gründe, die VOIT anführt, sind jedoch meiner Ansicht nach nicht stichhaltig, denn er gibt an, daß der Sandstein versteinungsleer und beim !Gansberg auf dem Gneis aufliegt.

Die Auassandsteine lassen sich nicht weiter nordwärts als

bis Windhuk verfolgen, wo die letzten Trümmer dieser Formation in der Umgebung der Großwindhuker Quelle auftreten. Dicht bei Windhuk finden sich die untersten Schichten der Auassandsteine, die hier Zwischenlagen von Sericitschiefern zeigen. Dieses Vorkommen spricht eher für eine Zugehörigkeit zu den oberen Komasschichten und deutet auf eine Gleichaltrigkeit mit den Congo- oder Ibiquaschichten hin.

Konkordant auf den Auassandsteinen finden wir auf dem Berge neben dem Aufstiege nach Aretaregas sehr unreinen Talkschiefer. In reinerem Zustande mit reichlichen Einsprenglingen von Magnetitkrystallen tritt das Gestein auf den Rosasbergen und von da aus in nordöstlicher Richtung zwischen Otjihaenena und Otjiaha in einzelnen Bergkuppen uns entgegen. In diesem letzten Gebiete tritt ein nach Nordosten zu wachsender Gehalt an Chlorit und Magnetit auf.

Als nächst jüngere Formation ist der Zariskalk zu erwähnen. Wir sahen ihn, wenn man so von einem ungeschichteten Gestein sprechen kann, diskordant die Naukluftkalke überlagern. Nach Süden und Westen zu nimmt dieser Kalk an Mächtigkeit zu, während die Naukluftkalke, wie überhaupt die liegenden Schichten in diesen Gebieten auskeilen. Bei Johann-Albrechtsquelle, wo der Kalk nach dem Zarisgebirge übergreift, liegt er unmittelbar auf dem Granit auf, ohne durch diesen verändert zu sein. Seine größte Mächtigkeit entwickelt er im Zarisgebirge, aus welchem Grunde ich ihm den Namen Zariskalk gegeben habe.

Der Zariskalk ist ein sehr feinkörniger, fester, hellgrau bis grauschwarz gefärbter Kalk, der im allgemeinen keine Fossilführung zu erkennen gibt. Dies ist jedoch nur so weit richtig, daß bisher meist nur ungenügende Aufschlüsse vorhanden sind. Bei Ganikobes am Fischfluß jedoch wurden bereits Cyrtoceratiden gefunden, die den Fingerzeig geben, daß der Zariskalk wahrscheinlich silurisch oder devonisch ist, also ein Äquivalent der Bokkeveldschichten dartut.

Während wir am Südrande des Naukluftgebirges das Auftreten des Zariskalkes sahen, tritt uns im Norden und Nordwesten der Kolonie ein bald dunkel-, bald hellgrauer, zuweilen auch gestreifter und gebänderter Dolomit entgegen. So finden wir zum Beispiel eine große Dolomitscholle zwischen Karibib und Etiro. Bei Karibib liegt der Dolomit auf kontaktmetamorphen Schiefeln, bei Etiro auf dem Granit auf, ohne Umwandlungen zu zeigen.

Seine größte und typischste Ausbildung hat dieser Dolomit bei Otavi erhalten, aus welchem Grunde ich denselben „Otavi-

dolomit“ benannt habe. Bemerkenswert ist es, daß im Otavidolomit ein, wenn auch sehr schlecht erhaltenes, Exemplar eines Orthoceratiden gefunden worden ist, so daß die Gleichaltrigkeit des Zariskalkes und des Otavidolomites wahrscheinlich scheint.

Der Otavidolomit liegt bei Outjo auf graublauen, sehr kalkhaltigen Tonschiefern, bei der Wasserstelle !Nosib aber auf einem Konglomerat, das aus grauen Quarzitgeröllen mit tonigem Bindemittel besteht. Welcher Formation dieses Konglomerat angehört, habe ich leider noch nicht ermitteln können, da ich sonst nirgends ein gleiches Konglomerat angetroffen habe.

Die Parallelisierung der Outjoschiefer mit den tonigen Graphitschiefern der Komafornation ist naheliegend.

An dieser Stelle möchte ich noch kurz erwähnen, daß der Otavidolomit die Veranlassung zu einer Reihe typischer Karstphänomene gegeben hat. Wir finden in diesem Gebiete daher vielfach Höhlen, Schlote, Karstwannen, Dolinen, Karstseen und dergleichen mehr.

Nunmehr kommen wir zu einer Anzahl von Schichtsystemen, die vorzugsweise im Bezirke Gibeon und südlich davon zur Ausbildung gelangt sind. Sie bestehen vorzugsweise nur aus Sandsteinen und Tonschiefern, seltener aus Konglomeraten.

Zunächst wäre ein System von blauen und grauen Tonschiefern mit spärlichen Bitumeneinlagerungen, dann grauen sandigen Tonschiefern mit reichlichen, aber nicht erkennbaren Pflanzenresten und schließlich grauen, sehr dichten, anscheinend versteinungsleeren Sandsteinen zu erwähnen, die ihrerseits von jüngeren roten Sandsteinen überlagert werden.

Die Schichten von den Tonschiefern aufwärts bis zu den grauen Sandsteinen bezeichne ich mit Goamusschichten, da sie hier sehr vollkommen ausgebildet sind. Östlich von Gibeon, bei den Wasserstellen Goamus und Nornaub, hatte ich drei Bohrlöcher niederbringen lassen, die folgende Profile ergaben:

Bohrloch Goamus I.

- 0— 8 m rote Sandsteine
- 15 - grauer Sandstein
- 39 - bituminöser Sandstein
- 48 - harter schwarzer Tonschiefer
- 64 - graue, weiche Tonschiefer

Bohrloch Goamus II.

- 0—13 m rote Sandsteine
- 38 - grauer Sandstein

- 45 m bituminöser Sandstein
- 50 - harter schwarzer Tonschiefer

Bohrloch wegen Gefahr durch Hottentottenüberfall eingestellt.

Bohrloch Nornaub.

- 0—18 m bituminöser Sandstein
- 23 - harte schwarze Tonschiefer

Bohrloch aus demselben Grunde wie Goamus II eingestellt.

Die roten Sandsteine gehören einer später zu besprechenden Formation an. In den bituminösen Sandsteinen oder, besser gesagt, sandigen Schiefen finden sich unkenntliche Pflanzenreste und Bitumeneinlagerungen. Beim Bohrloch Goamus I wurde bei 32 m eine 1 cm starke, von Schwefelkies reichlich durchsetzte Kohlschicht angefahren. Leider konnte infolge Gestängemangels die Bohrarbeit nicht weiter fortgesetzt werden, so daß ich die liegenden Schichten nicht mehr erforschen konnte. Ich halte diese Schichten für zum Cape-System gehörig, da Herr Dr. RANGE festgestellt hat, daß typisches Dwykakonglomerat erst in einem höheren Horizonte auftritt, und parallelisiere diese Schichten mit den Wittebergschichten, die etwa Culmalter besitzen.

Nicht unerwähnt will ich lassen, daß auch im Distrikte Maltahöhe diese Schichten aufgeschlossen sind, und zwar in einem Brunnen bei Kleinfontein, der folgendes Profil zeigt:

- 0— 3 m grauer, fester versteinungsleerer Sandstein
- 15 - bituminöser, glimriger, feingeschichteter Sand-schiefer mit unbestimmbaren Pflanzenresten.

Darunter schwarzer Tonschiefer.

Unzweifelhafte Äquivalente dieser Formation im Norden der Kolonie habe ich noch nicht gefunden; doch ist es möglich, daß die hellfarbenen Sandsteine am Fuße des Omatakos, des Etjogebirges, der Omborokoberge und des kleinen und großen Waterberges, die ich untere Waterbergsandsteine nenne, und die auch nördlich und östlich von Grotfontein-Nord angetroffen werden, dem oberen Horizonte der Goamusschichten gleichzustellen sein werden.

Über der Goamusformation liegt meist konkordant ein System roter Sandsteine, Konglomerate und Tonschiefer, die ich mit dem Namen „Gibeonformation“ zusammenfasse. Dieselben sind gut geschichtet und bedecken von Tsumis aus südwärts das Land, große Deckengebirge bildend. Bei Goamus sind folgende Schichten entwickelt:

1. Goamusformation.
2. Ungleichförmig geschichtete bunte Sandsteine.
3. Konglomeratischer brauner Sandstein mit verkieselten und verzerten Baumstämmen und schlecht erhaltenen Blattresten.

Bei Geitsabis findet sich folgendes Profil:

1. Goamusformation.
2. Ungleichförmig geschichtete bunte Sandsteine.
3. Roter, grobkörniger Sandstein mit Pflanzenresten.
4. Brauner Sand- und Tonschiefer in dünnen Bänken.

Bei Dickdorn legen sich dann noch eine Anzahl Schichten von dünnbankigen Sandsteinen, mit Tonschiefern abwechselnd und Horizonte mit Wellenfurchen, Tongallen und Kriechspuren zeigend. Diese Schichten bilden die Ufer des Fischflusses bei Gibeon und werden hier von einer großen Anzahl dickbankiger roter Sandsteinschichten mit tonigen Zwischenlagen überlagert. Nach RANGE liegen auf diesen Schichten südlich von Gibeon geschrammte Konglomerate, die als Dwykageschiebe zu deuten sind.

Meiner Ansicht nach sind die Gibeonschichten zu einer Zeit gebildet als das südliche Afrika bereits vergletschert war, und nur die letzte Phase des Inlandeises erreichte den Bezirk Gibeon.

Die Schichten der Gibeonformation sind bis auf die untersten Glieder versteinungsleer; nur in letzteren sind vorzugsweise allochthone Pflanzenreste erhalten.

Die Gibeonformation erstreckt sich nach Westen zu bis über das Schwarzrandgebirge — nur wenige kleine Schollen finden sich noch im Zarisgebirge, den Zariskalk überlagernd. Eine Südgrenze habe ich nicht ermittelt, da ich die entsprechenden Gebiete nicht bereist habe. Nach Osten zu taucht die Gibeonformation unter jüngere Schichten und unter die Kalaharisande unter.

Bei Okaseva, an der Händlerstraße Windhuk — Gobabis, tritt uns ein System von braunen und roten Sandsteinen und Tonschiefern entgegen, die äußerlich den Schichten der Gibeonformation gleichen, nur mit dem Unterschiede, daß sie Falten und Umbiegungen zeigen. Diese Schichten tauchen auch fernerhin bis weit hinein in die britische Kalahari als Bergrücken aus den Kalaharisanden hervor, und es ist kein Zweifel, daß wir es hier mit Gibeonformation zu tun haben. PASSARGE, der diese Gesteine im Betschuana-Protektorate beobachtete, nannte sie Chansegrauwacken — eine Bezeichnung, die diese

Gesteine ihrer petrographischen Beschaffenheit halber nicht verdienen, da es sich um Sandsteine, tonige Sandsteine und Tonschiefer, auch um Konglomerate handelt. Obgleich ich keine Fossilreste gefunden habe, so ist doch der petrographische Charakter dieser Schichten so übereinstimmend mit den Gibeonschichten, auch finden sich hier Wellenfurchen und Tongallenhorizonte, daß ich diese Schichten als Gibeonformation anspreche. Die Konglomerate von Witvley weisen keine gekritzten Geschiebe auf und dürften wohl fluviatilen Ursprungs sein — wahrscheinlich entsprechen sie den konglomeratischen Sandsteinen von Goamus.

Die nördlichste Grenze dieser Formation findet sich bei Kehoro am schwarzen Nosob, dann verschwindet sie unter den Bildungen der Kalahari.

Im Anschlusse an die Gibeonformation möchte ich noch eine Sandsteinformation des nördlichen Teiles der Kolonie betrachten, die ich vorläufig mit der „oberen Waterbergsandsteinformation“ bezeichne. Ich will hier gleich bemerken, daß meine Waterbergformationen nicht mit denen Transvaals zu verwechseln sind, sondern nur als lokale Bildungen vom Waterberge umfassen.

Unsere oberen Waterbergsandsteine beginnen mit einer Anzahl grobbankiger Schichten mit einer Gesamtmächtigkeit bis zu 10 m. Hierauf folgt ein etwa 50 m mächtiger Komplex eines braunroten Sandsteines, der in seinem oberen Teile eine auffallende Neigung zur Höhlenbildung zeigt. Diesen oberen Teil, der überdies stark verkieselt ist, bezeichne ich mit „kavernösem Sandstein“. Über diesem liegt ein 3 bis 10 m mächtiger Tongallenhorizont, der zur Bildung von eigentümlichen Becken auf dem Plateau des großen Waterberges geführt hat. Dieser ganze Schichtenkomplex liegt bei dem Omatako, dem Etjogebirge, den Omborokobergen und den beiden Waterbergen auf dem schon erwähnten grauen unteren Waterbergsandsteine auf, im Otavihochlande, dem Paresis- und Erongogebirge aber auf dem Otavidolomit. Im Paresisgebirge werden der Otavidolomit und Waterbergsandstein von Quarzporphyr durchbrochen und zeigen kontaktmetamorphe (z. T. kaustische) Veränderungen.

Wenngleich ich kaum zweifle, daß die obere Waterbergsandsteinformation ein Glied der Gibeonformation ist, so ist mir es leider nicht gelungen, einen unzweifelhaften Beweis für diese Annahme zu erbringen, und ich lasse daher diese Frage vorläufig offen.

Außer diesen das Skelett unserer Kolonie bildenden Forma-

tionen gibt es noch eine Anzahl jüngerer Bildungen, deren Stellung zu den südafrikanischen Formationen zum Teil sich noch nicht ermitteln läßt. An dieser Stelle will ich nur den Goamus-Tutenmergel anführen, der bis 20 m Mächtigkeit bei Goamus erreicht, ockergelb gefärbt und meist sehr stark verwittert ist — Fossilführung und Alter sind unbekannt.

Neben diesem Tutenmergel wären noch die Bildungen der Namib, der Kalahari, der Etoschapfanne und die fluviatilen und äolischen Ablagerungen zu erwähnen, auf die ich aber heute nicht näher eingehen will. — Auch die vulkanischen Gebilde wie auch die Wasserverhältnisse und die Erzlagerstätten will ich heute nicht erörtern, sondern diese Materien für spätere Publikationen aufheben.

Zum Schluß will ich nur noch ein vergleichendes Schema der besprochenen Formationen aufstellen.

Komasformation	=	Malmesburgschichten
Naukluffformation	=	Cangoschichten
Auassandsteine	=	Ibiquaschichten?
Zariskalk = Otavidolomit	=	Bokkeveldschichten
Goamus = untere Waterberg- schichten	=	Wittebergschichten
Gibeonschichten = obere Water- bergsandsteine	=	Untere Karooschichten.
Tutenmergel von Goamus	=	?

An der Diskussion beteiligen sich die Herren GAGEL und der Vortragende.

Herr C. MORDZIOL gab in einem Vortrage einen Beitrag zur Gliederung und zur Kenntnis der Entstehungsweise des Tertiärs im Rheinischen Schiefergebirge (mit einer Textfigur).

I.

Die folgenden Ausführungen gelten lediglich den tertiären Quarzschottern, die unter den Tertiärbildungen im Inneren des Rheinischen Schiefergebirges eine Hauptrolle spielen. Die anderen tertiären Sedimente (hauptsächlich Tone, Tonsande und Braunkohlen) werden hier nicht behandelt.

Die Durchführung einer Gliederung von allgemeiner Bedeutung und ein wesentlicher Beitrag zur Aufklärung der Entstehungsweise der tertiären Quarzschotter blieb Herrn ERICH KAISER in Gießen vorbehalten.

Zwar hatte sich schon 1861 v. DECHEN¹⁾ für das mögliche Vorhandensein jüngerer Quarzschotter ausgesprochen, sich jedoch nur mit einem allgemeinen Hinweis begnügt. 1883 erkannte dann in der Tat POHLIG²⁾ das pliocäne Alter der Quarzschotter von Duisdorf bei Bonn, wofür sich aber v. DECHEN³⁾ und SCHLÜTER⁴⁾ nicht mit Sicherheit entscheiden konnten; noch weniger LASPEYRES⁵⁾.

Den Arbeiten E. KAISERS⁶⁾ verdanken wir nun die Kenntnis einer allgemeinen Bedeutung jener Duisdorfer Schotter; sie wurden als selbständiger und durchgehender jüngster Tertiärhorizont im Schiefergebirge erkannt und zwischen Mosel und Niederrheinischer Bucht als Flußschotter, was hier besonders betont werden soll, erwiesen. Das Alter dieser „Kieseloolithschotter“ wurde als pliocän bezeichnet, dazu berechtigten namentlich die umfangreichen und verdienstvollen Untersuchungen von G. FLIEGEL⁷⁾ im Gebiete der Niederrheinischen Bucht.

Infolge des Zusammenhangs dieser Schotter mit den ebenfalls „Kieseloolithe“ führenden Dinotheriensanden des Mainzer Beckens⁸⁾ und ihres Vorkommens in Form einer höchsten Terrasse auch im Rheintale zwischen Bingen und Koblenz trat ich dafür ein, der Stufe der Kieseloolithschotter im Schiefergebirge ein unterpliocänes Alter zuzuschreiben und sie zeitlich und genetisch der Eppelsheimer Stufe gleichzustellen⁹⁾.

Es war also für ein großes Gebiet die Abtrennung eines

1) v. DECHEN: Führer in das Siebengebirge. Bonn 1861. S. 265.

2) POHLIG: Verh. naturh. Ver. d. preuß. Rheinlande 40, Bonn 1883, Sitzungsber. S. 225—228.

3) v. DECHEN: „Erläuterungen“ II, S. 226—227.

4) SCHLÜTER: Zur Heimatfrage jurassischer Geschiebe usw. Diese Zeitschr. 49, 1897, S. 492—503.

5) LASPEYRES: Das Siebengebirge. Verh. naturh. Ver. d. preuß. Rheinl. 57, 1900, S. 144—145 (separat: Bonn 1901, S. 24—25).

6) E. KAISER: Verh. d. XIV. Deutsch. Geographentages, Cöln 1903, S. 206—215. Jahrbuch Preuß. Geol. Landesanst. f. 1907, S. 57—91. Diese Zeitschr. 58, 1906, S. 280 u. 290. Bull. de la Soc. belge de Géol. 1907, XXI, Procès-verbaux, S. 241—246. Erläuterungen zu Blatt Brühl der geol. Karte v. Preußen 1: 25 000, Berlin 1908, S. 16, 32—38, 45—47, 101 u. 118.

7) G. FLIEGEL: Jahrbuch Preuß. Geol. Landesanst. für 1907, S. 92—121. Diese Zeitschr. 58, S. 303; 59, 1907, S. 256—266.

8) C. MORDZIOL: Jahrbuch Preuß. Geol. Landesanst. für 1907, S. 122—130.

9) C. MORDZIOL: Ber. über die Versamml. d. niederrhein. geol. Vereins. 1. Versammlung zu Burgbrohl, S. 7—12, enthalten in den Verhandl. d. naturh. Vereins d. preuß. Rheinl. usw. Bonn 1907.

unterpliocänen Horizontes durchgeführt. Den übrigbleibenden Teil der tertiären Quarzgerölle betrachtete man, allerdings ohne zwingende Gründe, als ein Äquivalent der „quarzigen liegenden Schichten“ im Siebengebirge und bezeichnete sie demnach als untermiocän¹⁾.

Diesen, im Auftreten den Kieseloolithschottern im allgemeinen recht nahestehenden Bildungen galten in erster Linie die im folgenden mitgeteilten Untersuchungen²⁾ im Gebiete zwischen der Trierer Bucht im W, dem Westerwald und Limburger Becken im O, dem Siebengebirge im N und dem Mainzer Becken im S. Die Häufigkeit der angestellten Beobachtungen war jedoch sehr ungleich; am genauesten untersucht wurde schon früher der östliche Teil des Neuwieder Beckens und das untere Lahnggebiet³⁾.

Aber noch mögen einige Angaben über die Bedeutung der Stufe der Kieseloolithschotter folgen, damit hieraus das stratigraphische Verhältnis der untermiocänen Quarzschotter zu dieser Stufe gekennzeichnet sei:

Sind wir von der Zusammengehörigkeit der Kieseloolithschotter mit den Sanden und Schottern der Eppelsheimer Stufe überzeugt, so darf man auch die Kieseloolithschotter in ihrer Stellung im System der Formationen zu jener bedeutensamen Reihe fluviatiler Ablagerungen stellen, wohin als zeitliche Äquivalente u. a. auch die knochenführenden pliocänen Sande im Schweizer Jura und auf der Donauhochebene, die Belvedereschotter des Wiener Beckens (thrakische Stufe) sowie die Knochenlehme von Pikermi zu rechnen sind⁴⁾.

Für das Gebiet des Rheinischen Schiefergebirges hat dieser unterpliocäne Horizont insofern große Bedeutung, als seine Sedimente die Existenz eines großen unterpliocänen Stromsystems beweisen. Es wurde, wie erwähnt, durch

¹⁾ E. KAISER: Pliocäne Quarzschotter zwischen Mosel und Niederrh. Bucht. Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. für 1907, S. 75—76 u. 80.

²⁾ Es kann sich hier nur um eine mehr zusammenfassende Darstellung handeln.

³⁾ C. MORDZIOL: Über das jüngere Tertiär und das Diluvium des rechtsrheinischen Teiles des Neuwieder Beckens. Dissert. d. Universität Gießen. Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1908, S. 348—428.

⁴⁾ Dasselbe Alter wird der Balta-Stufe in Podolien zugeschrieben; vgl. BARBOT DE MARNI: „Geologische Forschungen, ausgeführt im Jahre 1868 in den Gouvernements Kiew, Podolien und Wolhynien,“ Verhandlungen der russischen Kaiserl. Mineral. Ges. zu St. Petersburg 1872 (2), VII, S. 69 (russisch).

E. KAISER¹⁾ im Rheinischen Schiefergebirge zuerst erkannt. Infolge der Beziehungen zu den Sanden und Schottern der Eppelsheimer Stufe muß sich jenes Stromsystem auch im Gebiet des Oberrheinischen Gebirgssystems ausgedehnt haben. Zwar kennen wir hier noch nicht die genaue Verbreitung der unterpliocänen Sande. Aber soviel ist sicher, daß diese Sedimente nicht von geringen Fließchen oder Bächen abgesetzt wurden, auch nicht von Gewässern, die, vom Rheinischen Schiefergebirge kommend, in die Oberrheinische Tiefebene nach Süden flossen, sondern von einem größeren, wahrscheinlich vielverzweigten Stromsystem, das vermutlich aus südwestlicher oder südlicher Richtung in das — längst trockengelegte — Mainzer Becken eintrat und auch die in den Dinotheriensanden so reichlich vorhandenen Kieseloolithgesteine herbeiführte.

Diese Ansicht eines aus südlicher Richtung kommenden Stromsystems ist nicht neu. Schon 1863 und noch genauer 1870/75 hat sie SANDBERGER²⁾ ausgesprochen; er sagt: „Die ganze Beschaffenheit der Gerölle läßt keinen Zweifel übrig, daß sie einem wie der jetzige Rhein von Süden nach Norden gerichteten alten Flußlaufe angehören;“ auch nahm er schon Zuflüsse aus westlicher Richtung an. Diese weitschauenden Ideen SANDBERGERS sind bisher so gut wie unbeachtet geblieben; im Gegenteil hatte sich die Meinung herausgebildet, als seien zur älteren Pliocänzeit die Gewässer im Mainzer Becken vom Rheinischen Schiefergebirge aus nach Süden abgeflossen³⁾. Durch den Nachweis der Kieseloolithe in den Sedimenten der Eppelsheimer Stufe erhält jene Anschauung SANDBERGERS volle Bestätigung.

Infolge der Beziehungen zu den Kieseloolithschottern des Rheintales im Schiefergebirge muß angenommen werden, daß jener unterpliocäne Stromlauf auch in ähnlicher Richtung wie der heutige Rhein in das Schiefergebirge eintrat, wo in der Gegend von St. Goarshausen sein pliocänes Tal in Form einer höchsten Terrasse kenntlich ist⁴⁾.

¹⁾ „Pliocäne Quarzschotter“ usw. 1907, S. 71—72 u. 90.

²⁾ SANDBERGER: Die Conchylien des Mainzer Tertiärbeckens. Wiesbaden 1863, S. 456. — Die Land- und Süßwasserconchylien der Vorwelt. Wiesbaden 1870—1875, S. 657.

³⁾ LEPSIUS: Das Mainzer Becken. 1883, S. 153. — Geologie von Deutschland I, S. 638.

⁴⁾ C. MORDZIOL: Über einen Zusammenhang des Pliocäns des Mainzer Beckens mit dem am Niederrhein. Ber. des niederrhein. geol. Vereins, Bonn 1907, S. 7—12 (man vergleiche auch die Kartenskizze).

Der „Rheindurchbruch“¹⁾ bestand also schon zur Unterpliocänenzeit. Daher kann man auch nicht den Abfluß eines „Pliocänsees“ für seine Entstehung verantwortlich machen. Jedoch kann von einem eigentlichen „Durchbruch“ nicht die Rede sein; denn damals ragte das Schiefergebirge, wie auch neuerdings OESTREICH betont hat, nur wenig über das Meeresniveau empor; es war nur ein im allgemeinen flaches Hügelland; der große Gegensatz zum Mainzer Becken bestand noch nicht; dieser wurde erst, wie bereits LEPSIUS gezeigt hat, durch spätere Gebirgsbewegungen geschaffen, worauf auch ein Vergleich der Höhenlage der unterpliocänen Schotter im Schiefergebirge und im Mainzer Becken hinweist.

Zur Unterpliocänenzeit aber waren diese Niveauunterschiede nicht in dem Maße vorhanden wie heute. Die aus südlicher oder südwestlicher Richtung in langsam fließendem und vielverzweigtem Laufe in das Gebiet des Mainzer Beckens eintretenden Gewässer fanden in der Gegend von Bingerbrück einen Durchgang durch jenes ehemalige Hügelland, das sich in der folgenden Zeit zum Rheinischen Schiefergebirge in seiner heutigen Gestalt herausbildete.

Die Annahme, daß der Abfluß eines Sees im Bereiche des Mainzer Beckens allmählich den Durchbruch bei Bingen geschaffen hätte, kann nicht aufrecht erhalten werden. Denn gerade die Verbindung der unterpliocänen Flußschotter auf den Höhen im Inneren des Schiefergebirges mit ganz denselben Flußsedimenten im südlichen Vorlande — im Mainzer Becken — zeigt uns, daß schon zur Unterpliocänenzeit ein Stromsystem bestand, das die Anlage des wesentlich später — während des Stadiums der diluvialen Tiefenerosion — herausmodellierten Rheindurchbruchs in sich schloß.

Dagegen stellen die von KINKELIN in verdienstvollen Arbeiten beschriebenen oberpliocänen Sande und Tone der Rhein-Mainebene Seenabsätze dar. Weil nun aber oberpliocäne Bildungen im Rheintale des Schiefergebirges fehlen, ist anzunehmen, daß zur Oberpliocänenzeit jenes altpliocäne Stromsystem durch das Schiefergebirge schon nicht mehr bestand. Bemerkenswerterweise fallen gerade in diese Periode die Störungen, welche die Kieseloolithschotter im Schiefergebirge verworfen haben, so daß der Gedanke, jene Unterbrechung irgendwie mit dieser Störungsperiode in Verbindung

¹⁾ Vgl. E. KAISER: Pliocäne Quarzschotter usw. 1907, S. 86. LEPLA: Über die Bildung des Rheindurchbruchs zwischen Bingen und Lorch. Diese Zeitschrift 52, 1900, S. 79—80.

zu bringen, nahe genug liegt, ebenso auch die Ursache für die Anstauung des oberpliocänen Sees der Rhein-Mainebene. LEPSIUS¹⁾ hat auf den allmählichen Übergang der unterpliocänen Sedimente in die oberpliocänen jener Gegend hingewiesen.

Erst der altdiluviale Rhein nahm dann die Spur seines altplicocänen Vorgängers wieder auf und benutzte dessen Bett zum Durchbruch durch das immer mehr emportauchende Rheinische Schiefergebirge, so daß die während der Hebungsperiode durch etappenweise Tiefenerosion gebildeten diluvialen Rheinterrassen in den Grundzügen ihrer Erstreckung den unterpliocänen Schottern im allgemeinen folgen²⁾.

In der Gegend von Koblenz nahm jener unterpliocäne Rhein eine pliocäne Mosel auf, dehnte sich weiterhin bis zur Niederrheinischen Bucht und darüber in nordwestlicher Richtung aus und stand auch mit einer pliocänen Maas in Verbindung — das beweisen die wichtigen Untersuchungen von E. KAISER und G. FLIEGEL, die auch zeigten, daß die Kieseloolithschotter³⁾ — ebenso wie die Eppelsheimer Sande⁴⁾ — in tektonischer Hinsicht von Bedeutung sind. Da im Inneren des Schiefergebirges die altdiluviale Hauptterrasse von den schon genannten Störungen nicht mehr mitbetroffen wurde, sind wir berechtigt, diese tektonischen Vorgänge in die Zeit zwischen das Unterpliocän und das Diluvium zu verlegen⁵⁾.

Aber auch schon in der Miocänzeit müssen tektonische Bewegungen das Schiefergebirge zerstückelt haben. Das zeigen uns — wie schon E. KAISER mit Sicherheit bewiesen hat — die Höhenlagen der älteren Quarzschotter⁶⁾, deren Beschreibung wir uns jetzt zuwenden.

II.

Den Kieseloolithschottern gegenüber sind die untermiocänen Quarzschotter noch viel einförmiger, da hier die eigentlichen Kieseloolithe und ihre Begleitgesteine fehlen.

¹⁾ Geologie von Deutschland I, S. 635—636.

²⁾ Vgl. E. KAISER: Pliocäne Quarzschotter usw. 1907, S. 80.

³⁾ E. KAISER: Pliocäne Quarzschotter usw. 1907, S. 72 u. 91.

⁴⁾ C. MORDZIOL: Über einen Zusammenhang des Pliocäns usw. 1907, S. 8. — Die Kieseloolithe in den unterpliocänen Dinotheriensanden usw. Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. für 1907, S. 129.

⁵⁾ C. MORDZIOL: Über das jüngere Tertiär usw. 1907, S. 424—428.

⁶⁾ E. KAISER: Pliocäne Quarzschotter usw. 1907, S. 79—80; vgl. auch C. MORDZIOL: Über das jüngere Tertiär usw. 1907, S. 424—428.

Sie bestehen also fast nur aus hellen Quarzgeröllen mit nur wenig beigemengten Geschieben von devonischen Sandsteinen, wozu sich noch kieselschieferähnliche Gesteine gesellen.

Als Seltenheit kommt in diesen Quarzschottern eine Gesteinsart in Form von Flußgeschieben vor, welche in ausgezeichneter Weise als Leitgeschiebe zu verwenden ist: es ist ein lichtgraues Kieselgestein, zum Teil mit kleinen, oft nesterweis angehäuften würfelförmigen Hohlräumen.

Da sich dieses Gestein nicht nur in den untermiocänen Quarzschottern des Neuwieder Beckens, sondern nunmehr auch in ganz entsprechenden Ablagerungen im südwestlichen Westerwalde, im Limburger Becken, im Siebengebirge, auf dem Plateau nördlich des unteren Ahrtales, auf dem Plateau zwischen Rhein und Mosel und endlich im Gebiete der Trierer Bucht nachweisen ließ, dürfte seine Rolle als Leitgeschiebe erwiesen sein.

Genauer über das Wesen und die Herkunft des lichtgrauen Leitgeschiebes ist noch nicht bekannt. Es ist ein feinkörniges quarzitähnliches Kieselgestein. In einem solchen Gerölle hat Herr RAUFF das Armgerüst eines helicopegmaten Brachiopoden beobachtet.

In der Ausbildungsweise der untermiocänen Quarzschotter lassen sich zwei Abänderungen unterscheiden: gut gerundete Schotter mit überall in ganz derselben Weise wiederkehrender typischer Flußschichtung (Vallendarer Schichten) und mehr eckige, kaum gerundete Quarzkiese, die auch weniger deutlich die Merkmale von echten Flußablagerungen an sich tragen (Arenberger Schichten)¹⁾.

Man darf die Arenberger Schichten auffassen als eine durch lokale Einflüsse — reichliche Herabschwemmung von Verwitterungsprodukten von nahen Höhen — abgeänderte Ausbildungsweise der untermiocänen Quarzschotter, die ihrerseits in den ausgezeichnet fluviatilen Vallendarer Schichten ihre normale Ausbildung finden. Beiderlei Bildungen enthalten aber das charakteristische lichtgraue Leitgeschiebe. Die Gesamtheit dieser tertiären Geröllbildungen bezeichnen wir als „Quarzschotter der Vallendarer Stufe“.

Entsprechend ihrem Charakter kommen in den Vallendarer Schichten die „fremden“ — weiter her transportierten — Geschiebe viel häufiger vor wie in den Kiesen der Arenberger Ausbildungsweise. Bei Vallendar selbst wurden darin verkieselte (? jurassische) Oolithe festgestellt, jedoch von ganz

¹⁾ C. MORDZIOL: Über das jüngere Tertiär usw. 1908, S. 361—372.

anderer Art wie die eigentlichen Kieseloolithe in den unterpliocänen Schottern.

Verbreitung¹⁾. — Bis jetzt sind die Quarzschotter der Vallendarer Stufe an folgenden Orten nachgewiesen. Dabei geschah die Abtrennung vom Pliocän wesentlich auf Grund der beiden petrographischen Unterscheidungsmerkmale, als da sind das Fehlen der für die pliocänen Schotter so überaus charakteristischen Kieseloolithe und ihrer Begleitgesteine einerseits und das Vorhandensein des lichtgrauen Leitgeschiebes andererseits. Beide Bedingungen müssen zu einem sicheren Nachweis von Quarzschottern der Vallendarer Stufe gleichzeitig erfüllt sein; ebensowenig können die Verhältnisse der Höhenlage allein als unterscheidendes Merkmal dienen.

1. Trierer Bucht. — Ähnlich wie im östlichen Neuwieder Becken kommen auch hier die Schotter der Vallendarer Stufe und die Kieseloolithschotter nebeneinander vor. Die Abtrennung wird hier dadurch erleichtert, daß die Kieseloolithschotter sehr reich an fremden Geschieben sind, was bei Nieder-Kail beobachtet wurde.

Die Quarzschotter der Vallendarer Stufe wurden in dieser Gegend festgestellt in 2 nahe zusammen gelegenen Kiesgruben westlich von Hupperath. Es handelt sich hier um mehr eckige Kiesmassen nach Art der Schichten bei Arenberg. Das lichtgraue Leitgeschiebe wurde in einem fast eigroßen, verwitterten Stücke gefunden.

2. Vordereifel. — Für Vallendarer Schichten glaube ich die Quarzschotter westlich von Manderscheid, unmittelbar am Orte, ansehen zu dürfen. OESTREICH²⁾ unterscheidet dort auf Grund der Höhenverhältnisse zweierlei Pliocänschotter, ältere und jüngere. Dafür können aber keine geologisch stichhaltigen Gründe angeführt werden.

3. Plateau zwischen Mosel und Rhein. — Die hierher gehörigen Vorkommen unterhalb Morshausen, zwischen Waldesch und Rhens, in der Gegend von Oppenhausen und Buchholz, sowie auf der rechten Rheinseite bei Bornig wurden von mir schon früher beschrieben³⁾.

¹⁾ Die diesem Abschnitt zugrunde liegenden Einzelbeobachtungen hoffe ich später nach Abschluß meiner Studien über die Vallendarer Stufe veröffentlichen zu können. Bei meinen Begehungen in der Trierer Bucht und im südwestlichen Westerwalde hatte ich mich der erfolgreichen Unterstützung des Herrn cand. geol. HANS SCHNEIDERHÖHN in Gießen zu erfreuen.

²⁾ „Studien über die Oberflächengestalt des Rhein. Schiefergebirges.“ Peterm. Mitteil. 1908, Heft 4, S. 75 u. Karte Taf. 8.

³⁾ Sitzungsber. des niederrhein. geol. Vereins, 1907, S. 7—12.

4. Östliches Neuwieder Becken. — Ebenso wurde bereits das Vorkommen von Quarzschottern der Vallendarer Stufe an einer Reihe von Orten im rechtsrheinischen Teile des Neuwieder Beckens veröffentlicht¹⁾.

5. Westerwald und Limburger Becken. — Die Ablagerungen der Vallendarer Stufe finden im Westerwalde und dem Limburger Becken ihre östliche Fortsetzung, wo ich neuerdings das Vorkommen des lichtgrauen Leitgeschiebes — bei gleichzeitiger Abwesenheit der Kieseloolithe — feststellen konnte. Auch sonst herrscht mit den entsprechenden Ablagerungen des Neuwieder Beckens vollkommene Übereinstimmung, insbesondere mit den typischen Vallendarer Schichten. Hervorzuheben ist, daß gerade an den Stellen, wo KINKELIN²⁾ oberpliocäne Ablagerungen vermutete — wie bei Erbach und Elz — das Leitgeschiebe der Vallendarer Stufe nachgewiesen werden konnte. Hierdurch wird die ursprüngliche Ansicht von LEPSIUS³⁾, daß diese Schotter zur Braunkohlenformation des Westerwaldes und des Neuwieder Beckens gehören, vollständig bestätigt. Überhaupt dürfte die Ansicht KINKELINS, wonach die ganzen Quarzschotter des Limburger Beckens für einen „oberpliocänen Lahnsee“⁴⁾ sprechen sollen, nicht mehr zu stützen sein, da bis jetzt von dort — wie überhaupt aus dem Inneren des Schiefergebirges — noch keine oberpliocänen Sedimente bekannt geworden sind.

Die Quarzschotter der Vallendarer Stufe wurden in jener Gegend an folgenden Orten festgestellt:

1. Unterhalb Station Nieder-Erbach,
2. Talgehänge westlich Elz,
3. Gegend von Nieder-Zeuzheim,
4. Erbach bei Camberg.

Das Vorkommen des lichtgrauen Leitgeschiebes ganz im Süden des Limburger Beckens, bei Erbach, läßt vermuten, daß auch die unmittelbare Fortsetzung dieser Schotter durch die Idsteiner Senke der Vallendarer Stufe angehört. C. KOCH⁵⁾

¹⁾ Jahrb. Preuß. geol. Landesanst. für 1908, S. 348—428.

²⁾ „Der Pliocäne des Rhein- und Maintales usw.“ Berichte über die Senckenbergische naturforschende Gesellschaft, Frankfurt 1889, S. 67 bis 69.

³⁾ „Geologie von Deutschland“ I, 1887, S. 211.

⁴⁾ F. KINKELIN: Berichte über die Senckenbergische naturforschende Gesellschaft, Frankfurt 1889, S. 67—69. Abhandl. z. geol. Spezialkarte von Preußen. Bd. IX, Heft 4, Berlin 1892.

⁵⁾ C. KOCH: Beitrag zur Kenntnis der Ufer des Tertiärmeeres im Mainzer Becken. Vortrag, gehalten in d. wissensch. Sitz. d. Senckenb. Ges. am 3. März 1877, S. 10—19.

hat diese Schotter als ein Verbindungsglied der Quarzschotter des Limburger Beckens mit dem Mainzer Tertiär aufgefaßt und daraus auf einen tertiären Flußlauf vom Limburger Becken durch die Idsteiner Senke nach dem Mainzer Becken geschlossen; er hatte bereits die Natur dieser Schotter als Flußablagerungen erkannt. Die Ansicht KOCHS über diesen Flußlauf wäre nur dahin zu ergänzen, daß jener Fluß nicht erst in den nördlichen Gebieten des Limburger Beckens entspring — also keine nur lokale Erscheinung ist — sondern im Zusammenhang mit der Entstehung der Quarzschotter der Vallendarer Stufe zu betrachten ist. Eine genauere Untersuchung dieser Fragen dürfte eine Parallelisierung der Vallendarer Stufe mit dem Tertiär des Mainzer Beckens ermöglichen.

Auch in Quarzschottern nördlich des Neuwieder Beckens konnte das lichtgraue Leitgeschiebe der Vallendarer Stufe nachgewiesen werden, und zwar in Ablagerungen, auf deren Vorkommen mich Herr RAUFF aufmerksam machte. Diese Orte sind:

1. Heisterbach (Blatt Königswinter 1:25 000); hier handelt es sich um „quarzigeliegende Schichten“¹⁾, die demnach ebenfalls der Vallendarer Stufe angehören²⁾, was auch insofern wichtig ist, da die „liegenden Schichten“ die Basis der niederrheinischen Braunkohlenformation darstellen³⁾,
2. im Walde östlich Ödingen (Blatt Godesberg 1:25 000),
3. südlich Bentgerhof (Blatt Ahrweiler 1:25 000).

Die beiden letzten Vorkommen liegen auf dem Plateau nördlich des unteren Ahrtales. Es kann kaum ein Zweifel sein, daß sich das Leitgeschiebe der Vallendarer Stufe auch in den weiter nördlich gelegenen Ablagerungen der untermiocänen Quarzschotter wird nachweisen lassen.

Das Alter der Vallendarer Stufe. Eine vollkommen sichere Altersbestimmung ist bisher noch nicht möglich gewesen. Da die „quarzigigen liegenden Schichten“ des Siebengebirges das lichtgraue Leitgeschiebe führen, hat sich die Annahme

¹⁾ LASPEYRES: „Siebengebirge.“ Bonn 1901, S. 26, 29, 30, 288, 302.

²⁾ C. MORDZIOL: Über das jüngere Tertiär usw. Jahrb. d. Preuß. geol. Landesanstalt für 1908, Berlin 1908, S. 369.

³⁾ G. FLIEGEL: Die niederrheinische Braunkohlenformation. Handbuch für den Deutschen Braunkohlenbergbau, herausgegeben von KLEIN, S. 85—86.

E. KAISERS¹⁾ über eine Parallelisierung der Quarzschotter bei Vallendar mit jenen Schichten im Siebengebirge vollkommen bestätigt.

Nach den neueren Untersuchungen von seiten der Königlich Preußischen Geologischen Landesanstalt ist an dem untermiocänen Alter der niederrheinischen Braunkohlenformation, wofür schon früher SANDBERGER und LEPSIUS eingetreten waren, kaum noch zu zweifeln.

Auf diesem Wege kommen wir also auch zu einem untermiocänen Alter der Quarzschotter der Vallendarer Stufe. Andererseits macht das Verhältnis dieser Schichten zum Tertiär des Mainzer Beckens Altersbeziehungen zur Cerithienkalkstufe wahrscheinlich; wenn dies in der Tat der Fall wäre, dann fiel die Basis der niederrheinischen Braunkohlenformation mit der Basis der Cerithienkalkstufe zusammen. Aber auch das Alter dieser Stufe ist nicht mit Sicherheit bekannt; man hat sich teils für ein oberoligocänes, teils für ein untermiocänes Alter, wofür namentlich SANDBERGER und LEPSIUS wohlberechtigte Gründe angeführt haben, entschieden.

Vielleicht ermöglicht gerade ein eingehendes Studium der Quarzschotter der Vallendarer Stufe einen Beitrag zur Klärung dieser schwierigen Fragen, da sie wahrscheinlich in der angedeuteten Weise die Niederrheinische Braunkohlenformation mit dem Tertiär des Mainzer Beckens verknüpfen.

Über eine Parallelisierung dieser beiden Tertiärgebiete hat sich vor einiger Zeit STEINMANN in folgender Weise geäußert: „So ergibt sich denn für die Niederrheinische Braunkohlenformation als wahrscheinlich eine Altersgleichheit mit der Stufe des Cerithienkalkes, der Cyrenenmergel und dem Litorinellenkalk des Mainzer Beckens²⁾.“

Mit dieser Ansicht stimmen unsere Beobachtungen insofern nur teilweise überein, als es unseres Ermessens wahrscheinlicher sein dürfte, daß der Cyrenenmergel schon älter als die Niederrheinische Braunkohlenformation ist, da die an

¹⁾ „Pliocäne Quarzschotter usw.“ Jahrbuch Preuß. Geol. Landesanstalt für 1907, Berlin 1907, S. 76.

²⁾ STEINMANN: Über die Beziehungen der niederrheinischen Braunkohlenformation mit dem Tertiär des Mainzer Beckens. Berichte über die Versammlungen des Niederrhein. Geol. Ver. S. 17; erschienen in den Verh. des Naturhistor. Ver. der preuß. Rheinlande, Sitzungsberichte. Bonn 1907. — Die hierin vertretene Anschauung über die Entstehungsweise der untermiocänen Quarzschotter, insbesondere die Angaben über Struktur, kann ich nicht bestätigen.

der Basis dieser Formation vorhandene Vallendarer Stufe in ihrer unteren Grenze vielleicht auch der Grenze zwischen Cyrenenmergel und Cerithienkalk entspricht.

Entstehungsweise. — Nach den bisherigen Ansichten galten die tertiären Quarzschotter entweder als Ablagerungen in vielen kleineren Süßwasser-Seebecken oder als Erzeugnisse eines tertiären Meeres. Nachdem aber E. KAISER in dem einen Teil jener Geröllbildungen Flußablagerungen erkannt hatte (Kieseloolithschotter), vertrat ich die Ansicht, daß die Quarzschotter der Vallendarer Stufe ebenfalls Flußablagerungen sind. Dafür spricht vor allem die Struktur der Ablagerungen und die durchgehende Verbreitung des von weiter her transportierten lichtgrauen Leitgeschiebes. In der Struktur ist ein auffallender Unterschied zu beobachten gegenüber den echten Strandablagerungen am Südrande des Rheinischen Schiefergebirges, die sich durch ganz unregelmäßige Struktur, nur geringe Sonderung nach der Größe und wirre Lage der Geschiebe auszeichnen, entsprechend den Vorgängen, die zu ihrer Bildung führten. Außerdem macht sich in diesen oligocänen Strandbildungen insofern eine Abhängigkeit vom Untergrund geltend, als an den Stellen, wo z. B. Taunusquarzit den ehemaligen Strand bildete, auch dieses Gestein in den im übrigen nur aus Quarzgeröllen bestehenden Ablagerungen stark angereichert ist, ja lokal fast ebenso häufig wird wie die Quarzgerölle. Solche Gerölle von Taunusquarzit haben dann oft eine ellipsoidische Form, wie dies bei Brandungsgeröllen leicht erklärlich ist. Im Gegensatze dazu haben die Quarziteschiebe in den Quarzschottern der Vallendarer Stufe nicht immer, aber meistens die typische, flachrunde Form von Flußgeschieben. Auch die recht häufigen Lyditgeschiebe dieser Schotter haben nicht die Form von Strandgeröllen. An anderen Stellen (Kreuznacher Gegend) bestehen z. B. die oligocänen Strandgerölle lediglich aus Porphyrgeröllen (ausgezeichnete Aufschlüsse bei Hackenheim, wo der tertiäre Meeresstrand mit geglätteten und ausgestrudelten Porphyrklippen sichtbar ist). Solche Beziehungen zu benachbarten Gesteinen sind bei den Quarzschottern der Vallendarer Stufe nicht zu erkennen. Man trifft überall in gleicher Weise eine ausgezeichnete Flußschichtung, die sich in nichts von der echter Flußablagerungen unterscheidet und auch vollständig mit der Struktur der Kieseloolithschotter übereinstimmt, die bereits als Flußsedimente mit Sicherheit erkannt sind. — Der Vergleich von Strandablagerungen und Flußschottern mit den Quarzschottern

der Vallendarer Stufe zeigt, daß wir in den Vallendarer Schichten echte Flußsedimente vor uns haben. Dagegen haben die Arenberger Schichten durch reichlich von den benachbarten Höhen herabgeschwemmtes Material eine lokale Abänderung¹⁾ erfahren. Das zeigt z. B. ein Vergleich der Ablagerungen bei Hahnstätten (Limburger Becken), die durch lokale Anreicherung einheimischer Kieselschiefer ausgezeichnet sind, mit den Vallendarer Schichten bei Camberg, Nieder-Erbach oder Zeuzheim.

Andererseits können die Quarzschotter der Vallendarer Stufe auch keine rein lokalen fluviatilen Abschwemmungsprodukte sein, wie etwa Absätze in kleinen, getrennten Seebecken oder Lagunen. Dagegen spricht der Charakter der Vallendarer Schichten, wonach größere, im Zusammenhang strömende Wassermassen vorhanden gewesen sein müssen, welche die einzelnen Ablagerungen auch im Zusammenhange abgelagert haben. Endlich kann das überall durchgehende Auftreten der fremden, weiter her transportierten Geschiebe nicht erklärt werden, ohne einen genetischen Zusammenhang zwischen den einzelnen Ablagerungen anzunehmen.

Es ist zu betonen, daß die Quarzschotter der Vallendarer Stufe nicht von einem Stromlaufe abgelagert wurden, der sich noch in einem so jungen Stadium befand, wie etwa der heutige Rhein in unserer Gegend. Es handelte sich vielmehr um das Mündungsgebiet eines größeren Stromsystems im Stadium des Greisenalters, dessen träge fließende Wassermassen wahrscheinlich aus ungefähr südsüdwestlicher Richtung herzuleiten sind. In diesem deltaartig verzweigten Stromgebiet kamen die großen Massen von Quarzgeröllen, Sanden und Tonen reichlich zum Absatze, und zwar in nur ganz geringer Meereshöhe. Das eigentliche Mündungsgebiet ist wohl im Norden der Niederrheinischen Bucht zu suchen, da wo sich marine untermiocäne Sedimente einstellen.

Es handelt sich bei den Quarzschottern der Vallendarer Stufe auch nicht um eigentliche Deltabildungen — dagegen spricht schon die grobkörnige Beschaffenheit der Vallendarer Schichten — sondern um Aufschüttungen in einem vielverzweigten Unterlaufe eines Stromsystems mit ausgeglichenem Gefälle, und wo auch kleinere Flußseen bestanden. Eine besonders reichliche Verzweigung nahm wohl im Gebiete des heutigen Neuwieder Beckens ihren Anfang. Von hier aus

¹⁾ C. MORDZIOL: „Über das jüngere Tertiär usw.“ Berlin 1908, S. 369.

ging ein Hauptarm des wahrscheinlich aus der Richtung von der Trierer Bucht kommenden Stromlaufes nach Norden in das Gebiet der Niederrheinischen Bucht, wo die hierhergehörigen Sedimente ebenfalls verbreitet sind. Ein anderer¹⁾, auch wieder mehrfach verzweigter Stromarm nahm seinen Lauf am Westerwalde vorbei nach dem Limburger Becken, von wo aus die zuerst von C. KOCH festgestellte Verbindung mit dem Mainzer Becken stattfand.

In den genannten Stromrinnen des aus reichlich aufgeschüttetem Quarzgeröll, Sand und Ton bestehenden Schwemmland des kamen die Schottermassen zum Absatze, die wir als Vallendarer Schichten bezeichnet haben. Die Hauptmasse der Quarzgerölle entstammt sicherlich dem Schiefergebirge; die fremden Geschiebe²⁾ jedoch haben einen weiteren Transportweg zurückgelegt und wurden aus dem Gebiete des Oberlaufes herbeigeführt. Von woher die dunklen Kieselschiefer stammen, ist noch ungewiß.

Über dieses untermiocäne Stromland ragten rumpfartige Höhenzüge hervor, und zwar sind es diejenigen Teile, die sich heute über den höchst gelegenen Ablagerungen der Vallendarer Stufe (ca. 450—500 m) befinden. Gegen das Meer des Mainzer Beckens hin bildete der Höhenzug des Hunsrück und Taunus eine wallartige, aber unterbrochene Erhebung; vielleicht bestand außer in der Idsteiner Senke auch zwischen Coblenz und Bingen eine Abflußrinne nach dem Mainzer Becken. Dafür scheinen die S. 277 erwähnten Schotter bei Bornig zu sprechen. Von jenen schuttbedeckten Rumpfhöhen herab wurden reichlich lokale Abschwemmungsprodukte in jenes vielverzweigte Stromgebiet eingeschwenkt und dadurch der Charakter der Sedimente lokal verändert; auf diese Weise darf man sich vielleicht die Entstehung der Arenberger Ausbildungsweise der Vallendarer Stufe vorstellen.

Mit dieser Art der Entstehungsweise hängt auch die weit verbreitete deckenartige Ausbreitung der Quarzschotter der

¹⁾ Vielleicht war auch ein weiterer Arm nach der Gegend von Gießen vorhanden, der jene Quarzschotter absetzte, die mit den Vogelsbergbasalten wechsellagern (vgl. hierzu: W. SCHOTTLER: Die Basalte der Umgegend von Gießen. Abhdl. d. Großh. Hess. Geol. Landesanst., Bd. IV, Heft 3, Darmstadt 1908, S. 446, 447). Dafür liegen zwar noch keine Beobachtungen in dem Gebiete zwischen Limburg und Gießen vor. Für die Möglichkeit einer solchen Verbindung spricht aber die Natur und Herkunft jener oberhessischen Quarzschotter, die auf eine Abstammung aus dem Gebiete des Schiefergebirges hinweisen.

²⁾ C. MORDZIOL: „Über das jüngere Tertiär usw.“ Berlin 1908, S. 365—367.

Herr **O. H. ERDMANNSDÖRFFER** sprach über andalusitführende Porphyroide und Granite vom Ostrand des Brockenmassivs.

Die geologische Kartierung auf Blatt Elbingerode hat ergeben, daß die von **LOSSEN**¹⁾ beschriebenen und als abnorm entwickelte endomorphe Randfacies des Brockengranits gedeuteten andalusitführenden Gesteine vom Wormketal nicht mit dem Granit in Verbindung stehen, sondern als Lager in den Wissenbacher Schiefen auftreten und vom Granit gangförmig durchsetzt werden. Da ferner diese Gesteine typische Kontaktstruktur und chemisch einen großen Überschuß an Al_2O_3 und SiO_2 besitzen, der sie von den Randgraniten deutlich unterscheidet, und da sie reich sind an klastischen Einsprenglingen, werden sie vom Vortragenden als kontaktmetamorphe Porphyroide aufgefaßt. Der sie durchsetzende Granitgang enthält ebenfalls spärlich Andalusit, der jedoch zum Unterschied von dem der Porphyroide nicht in Skelettform, sondern in prismatischen Säulchen auftritt, wie dies in andalusitführenden Graniten stets der Fall ist.

Herr **R. MICHAEL** sprach dann über das zurzeit tiefste Bohrloch der Welt bei Czuchow (Oberschlesien).

Die bisher bekannte tiefste Bohrung Paruschowitz V bei Rybnik in Oberschlesien, welche 2003 m Teufe erreichte, ist jetzt durch ein gleichfalls von der bergfiskalischen Bohrverwaltung für die Berginspektion Knurow ausgeführtes Bohrloch bei Czuchow überholt worden, welches zurzeit das tiefste Bohrloch der Welt ist.

Das bemerkenswerte Bohrloch hat bis jetzt eine Teufe von 2085 m erreicht und wird noch weiter fortgesetzt werden.

Nähere Angaben über die durchteufte Schichtenfolge im einzelnen sind noch nicht zulässig; es sei nur bemerkt, daß die Bohrung noch im produktiven Steinkohlengebirge steht, und daß ihre Ergebnisse den gehegten Erwartungen entsprechen.

Der Durchmesser der Diamantkernbohrung beträgt noch 67 mm, der gewonnene Kern hat 45 mm Durchmesser. Danach ist zu erwarten, daß das Bohrloch noch, wenn nicht unvorhergesehene Schwierigkeiten eintreten, bis auf 2500 m Teufe niedergebracht werden kann.

Nach Beendigung der Bohrung werden Temperaturmessungen vorgenommen werden.

¹⁾ Diese Zeitschr. **39**, 1887, S. 234.

Darauf sprach Herr R. MICHAEL über den Gasausbruch im Tiefbohrloch Baumgarten bei Teschen in Österreichisch-Schlesien.

Vor einiger Zeit habe ich an dieser Stelle¹⁾ die interessanten Ergebnisse einer Tiefbohrung in Batzdorf bei Bielitz in Österreichisch-Schlesien behandelt, welche nach Durchteufung von 420 m karpatischen Kreideschichten in zweifelloses Alttertiär geraten war.

Durch diese Bohrung war ein Beweis für die Richtigkeit der hauptsächlich durch UHLIG vertretenen neueren Auffassung erbracht worden, daß auch am Nordrand der Karpaten mit großen Überschiebungen von karpatischen auf sudetische Ablagerungen zu rechnen sei.

Das Batzdorfer Bohrloch hatte leider nicht weiter vertieft werden können, weil starke Gasausbrüche jedes weitere Bohren unmöglich machten. Bereits in den oberen Schichten des Alttertiärs hatten sich geringere Gasausbrüche gezeigt; bei 792 m Teufe erfolgte dann ein starker Ausbruch von etwa 7 cbm in der Minute. Die Menge blieb ungefähr einen Monat konstant, ging darauf auf 6 cbm zurück, weil beim weiteren Verrohren des Bohrlochs von den Bohrlochswänden losgelöste tonige Trümmer mit den Rohren nach der Bohrlochssohle zu gedrückt wurden und an manchen Stellen so das Bohrloch verstopften. Solche Verstopfungen bestanden bei 528 und 627 m Teufe, konnten aber ebenso wie die an der Sohle des Bohrlochs entstandenen leicht beseitigt werden. Es gelang trotz stärkeren Ausströmens der Gase die Bohrung noch bis auf 800 m zu vertiefen; weiteres Vordringen war nicht möglich, weil durch heftigere Gasausbrüche das Spülwasser hochgetrieben wurde. Am 11. Oktober 1907 wurden 26,38 cbm Gas gemessen, am 14. Oktober 21 cbm, am 3. November noch über 11 cbm. Der Rückgang ist durch wieder eingetretene Verstopfungen beim Einsturz der Bohrlochswände zu erklären. Die Gase sind wiederholt untersucht; übereinstimmend ergab sich in den verschiedenen Zeiten: Trockenheit, Fehlen von Öl-, Kohlensäure-, Teer- und Ammoniak-Spuren; die Zusammensetzung schwankte zwischen 92 und 97 Proz. Methan und 8—3 Proz. Wasserstoff. Leider sind die wertvollen Gase bis jetzt nicht technisch verwertet worden. Das Bohrloch wurde deshalb von der Verwaltung der Österreichischen Gewerkschaft Marie Anne vorläufig aufgegeben und als Ersatz ein zweites Bohrloch,

¹⁾ Diese Zeitschr. 60, 1908, Monatsbericht 1, Seite 17.

23 km westlich entfernt, bei Baumgarten, nördlich von Teschen in Aussicht genommen.

Beim Ansetzen dieses Bohrlochs hatten wir einen Punkt in einem in die Kreideschichten tief eingreifenden Tal gewählt, in welchem nach den älteren geologischen Karten von HOHENEGGER und ROEMER nur alttertiäre Schichten auftreten sollten. Über Tage waren diese Angaben nicht nachzuprüfen.

Ich glaubte deshalb darauf rechnen zu können, daß die Bohrung gleich ins Alttertiär vordringen und Kreideschichten, trotzdem die benachbarten Höhen aus diesen bestanden, nicht mehr durchbohren würde.

Die Bohrung ist aber tatsächlich wiederum zuerst in Kreideschichten geraten und hat dieselben in einer Mächtigkeit von zunächst 210 m durchteuft; nach den mir von 120 m Teufe ab vorliegenden Proben gehören die Schichten zu den Teschener Schiefeln und Kalksteinen, die zwischen 120—190 m lagenweise wechsellagern.

Bei 210 m Teufe trat ein Gesteinswechsel ein; nach mergeligen Kalken folgten 20 m typische hellgraue Tegel, darauf aber noch einmal die bräunlichen schiefrigen Kalke der Teschener Schichten. Spätere Kernproben, die mir aus den größeren Teufen zuzingen, zeigten überzeugend, daß dann ausschließlich nur alttertiäre Schichten vorlagen.

Als die Bohrung etwa 400 m tief war, sollte Mitte vorigen Monats ein Kern aufgeholt werden. Infolgedessen wurde das Gestänge eingelassen. Das Einlassen war bis ungefähr 300 m erfolgt, da trat ein außerordentlich vehementer Gasausbruch auf, welcher das ganze, etwa 300 m lange und 150 Zentner schwere Bohrgestänge senkrecht nach oben schleuderte, den Bohrturm in seinen oberen Teilen zerstörte und die Trümmer des Gestänges im weiten Umkreise bis über 500 m vom Bohrloch entfernt verstreute.

Zum Glück ist außer dem Materialschaden weiterer Unfall nicht entstanden, da von vornherein mit dem Auftreten von Gasen gerechnet wurde, und demzufolge alle Vorsichtsmaßregeln getroffen worden waren.

Seit dieser Zeit bis heute schießt das Gas in einem über 35 m hohen Strahl über den 22 m hohen Bohrturm hinaus.

Das Gas besteht aus fast reinem Kohlenwasserstoff. Zuerst glaubte man etwas Kohlensäure festgestellt zu haben; diese Annahme erwies sich aber als irrig; das Gas war mit Wasser vermischt und zuerst von bläulicher Farbe. Jetzt ist das Gas trocken; auch die bemerkenswerte Erscheinung der zahlreichen Eisklumpen, die infolge der Expansion sich bil-

deten und mit dem Gas herausgeschleudert wurden und herabfielen, hat nachgelassen.

Die Zusammensetzung ist nach einer mir freundlichst von Herrn Bergdirektor HERRMANN zur Verfügung gestellten neueren Analyse:

Methan	98,60	Proz.
Stickstoff	1,20	-
Schwere Kohlenwasserstoffe	0,10	-
Sauerstoff	0,10	-
Kohlensäure	} nicht vorhanden.
Kohlenoxyd		
Wasserstoff		

Das Gas entströmt dem Bohrloch mit einem außerordentlich starken pfeifenden Geräusch, welches noch heute bis in der 15 km weit entfernten Stadt Teschen gehört wird.

Der Unterricht in der dem Bohrloch benachbarten Schule mußte eingestellt werden, weil in der näheren Umgebung eine Verständigung nicht möglich ist.

Die Bohrung bildet naturgemäß das Ziel vieler Schaulustigen.

Eine Messung der ausströmenden Gasmengen ist bisher bei der noch immer fortdauernden Gewalt der Ausströmungen nicht möglich gewesen. Jedenfalls handelt es sich um Massen, wie sie bisher kaum irgendwo beobachtet worden sind.

Trotzdem ist aber anzunehmen, daß die Gase bei dem großen Durchmesser des Bohrlochs (fast 200 mm, die letzten Kerne maßen 142 mm) nachlassen werden, und daß es gelingen wird, dieses wichtige Bohrloch weiter zu vertiefen.

Ich glaube, daß die Bohrung unmittelbar über dem sich entgasenden Steinkohlegebirge angelangt ist, dessen Erreichung hier durchaus im Bereiche der Wahrscheinlichkeit liegt.

Das Auftreten von Gasen in alttertiären Schichten ist¹⁾, wie ich schon früher erwähnt habe, eine im Vorland der Karpaten ganz allgemein verbreitete Erscheinung, mit der nun wohl jede Bohrung zu rechnen hat, welche in diese Schichten vordringt.

Außer den damals von mir erwähnten Aufschlüssen von Zawada, Ernsdorf und Kurzwald sind mir inzwischen außer Batzdorf und Baumgarten solche von Braunsberg, Schwarzwasser, Pallowitz, Paskau, Mettilowitz, Golassowitz, Friedrichstal, Golkowitz, Zabkow, Jastrzemb, Goczalkowitz und Dzieditz bekannt geworden.

¹⁾ Vgl. diese Zeitschrift 1904, S. 144.

Im Tiefbohrloch Zawada traten die Gase zwischen 600 und 650 m im Alttertiär auf, desgleichen in Pallowitz; der Steinsalzhorizont des marinen Miocäns war bereits wesentlich höher, in Zawada bei 350 m, durchteuft worden. Ernsdorf wurde noch in den Schichten der Kreideformation, bei 170 m Teufe, eingestellt; die Gase waren hier nicht bedeutend. Heftigere Ausbrüche erfolgten in Kurzwald, wo der Bohrturm bei 372 m Bohrlochsteufe den entzündeten Gasen zum Opfer fiel. Die Bohrung hatte augenscheinlich gerade unter der Kreide die alttertiären Schichten erreicht. Die heftigen Gasausbrüche der Braunsberger Bohrlöcher entstammen gleichfalls dem Alttertiär; dasselbe gilt von Paskau; hier erfolgten dieselben etwa 50 m, ehe das Steinkohlengebirge (bei ca. 400 m) erreicht wurde. Die Zugehörigkeit der Schichtenfolge zum Alttertiär konnte ich bei der von mir im Frühjahr 1906 vorgenommenen Untersuchung des Bohrmaterials feststellen. Ebenso sind in Mettilowitz, Golassowitz und Friedrichstal alttertiäre Schichten der Sitz der Gasansammlungen gewesen; desgleichen Schwarzwasser (Zablac), wo in 603 und 621 m Teufe heftige Gaseruptionen erfolgten.

Dagegen stammen die Gasausbrüche von Zabkow, Golkowitz, Jastrzemb, Goczalkowitz und Dzieditz aus höheren Schichten.

In Golkowitz erfolgten dieselben schon bei 302 m Teufe, augenscheinlich also im Steinsalzhorizont des Miocäns; das Carbon wurde hier erst in 753 m Teufe erreicht, nachdem vorher noch alttertiäre Schichten durchsunken worden waren; in Zabkow traten die Gase in dem gleichen Horizont auf.

Den gleichen Schichten gehören die Gasaustritte von Jastrzemb und des Goczalkowitzer Bohrloches an.

Da die Zuflüsse dieses letzteren alten, 1856 niedergebrachten Bohrloches, welches im Tegel bei 182 m Teufe und dann im Carbon bei 293 m augenscheinlich sekundäre Sole angetroffen hatte, nicht mehr ausreichten, wurde 1906 ein neues Bohrloch gestoßen. Nach den Aufschlüssen der näheren Umgebung konnte man mit Sicherheit auch hier auf Sole rechnen, die in den Bohrungen Rudoltowitz bei 190—200 m, Neu-Boischow bei 152—195 und Zarczyna bei 266 m und in Dzieditz bereits festgestellt war.

Das neue, 800 m von der alten Quelle des Bades entfernte Bohrloch hat nach 28 m Diluvium tertiäre Tegel aufgeschlossen. Eine als Zwischenlage in diesen Tegeln erbohrte Schicht eines porösen kalkigen Sandsteines brachte größere Wassermassen zutage, die unter Begleitung von Kohlenwasserstoffen bei Anbohrung der Schicht in 145,90 m explosionsartig zutage traten,

sich entzündeten und die Bohranlage vernichteten. Die Gase treten in geringerer Menge noch heute aus; mit ihnen stellte sich ein mäßiger Solezufluß ein; als in diesen Tagen beim Pumpen von Sole aus dem Bohrloch der Wasserspiegel abgesenkt wurde, erfolgte ein neuer heftiger Gasausbruch.

Bei 185 m wurde das Steinkohlengebirge erreicht und bis 300 m verfolgt, ohne daß hier ein weiteres Vorkommen von Sole erschlossen wurde.

Eine von Herrn Dr. KRUG ausgeführte Analyse der Gase ergab:

Kohlensäure	0,2	Proz.
Schwere Kohlenwasserstoffe . .	0,8	-
Kohlenoxyd	0,6	-
Methan	60,3	-
Stickstoff	38,1	-
Sauerstoff	0,0	-
Wasserstoff	0,0	-
	<hr/>	
	100,0	Proz.

Die bisher bekannten Gaseruptionen lassen sich augenscheinlich in 2 Gruppen scheiden.

Die eine gehört dem Mittel-untermiocänen Gips-, Salz- und Schwefelhorizont an; genau wie das bekannte Knistersalz von Wieliczka enthält auch das oberschlesische Steinsalz vielfach Gaseinschlüsse.

Diese Gruppe tritt aber in ihrer Bedeutung wesentlich hinter der zweiten zurück.

Dieser alttertiären Gruppe sind die meisten bekannt gewordenen Gasausbrüche zuzurechnen; nur von Zabłacz (Schwarzwasser) werden im Zusammenhange mit dem hier ausgebrochenen Gase salzhaltige Wasser erwähnt, die hier auch jodhaltig sind.

Auffällig ist, daß man niemals Erdölspuren wahrgenommen hat, so nahe es auch läge, diese Gase mit Erdölhorizonten in Verbindung zu bringen.

Ebenso ist es bemerkenswert, daß in Westgalizien, wo das Alttertiär gleichfalls entwickelt ist und z. B. im Bohrloch Gieraltowice in einer Mächtigkeit von mehreren 100 m aufgeschlossen wurde, keine Gasspuren sich zeigten. Hier besteht aber das Miocän aus mehr sandigen Schichten.

Gase finden sich im Alttertiär überall da, wo einmal das überlagernde Miocän aus zähem undurchlässigen Tegel zusammengesetzt ist, oder wo ersteres von Kreideschichten überlagert wird.

Es entsteht nunmehr die Frage: „Sind die Gase ursprünglich in den alttertiären Schichten vorhanden, oder sind die-

selben als sekundäre, in ihnen aufgespeicherte Entgasungsprodukte von unmittelbar unterlagernden Steinkohlenflözen aufzufassen?“ Für die erstere Auffassung sprechen allgemeine Erwägungen und das Beispiel von Wels in Niederösterreich; zugunsten der letzteren ist anzuführen, daß doch tatsächlich in Paskau das Steinkohlenegebirge unmittelbar unter dem Gas-horizont erreicht worden ist. Ich möchte die letztere Ansicht nicht ohne weiteres von der Hand weisen und deshalb annehmen, daß die ersterwähnte Bohrung Baumgarten und auch das Batzdorfer Bohrloch dicht über der Oberfläche des Steinkohlenegebirges stehen, dessen Flöze, wie z. B. auch die Karwiner und Dzieditzer Aufschlüsse zeigen, in dieser Gegend besonders gasreich sind.

	v.	w.	o.
RAUFF.	EBERDT.	BLANCKENHORN.	

Briefliche Mitteilungen.

20. Über Oolithe und Riffkalke.

Von Herrn E. PHILIPPI.

Jena, den 27. August 1908.

Herr K. ANDRÉE schreibt¹⁾ in einer brieflichen Mitteilung „über den Rogenstein des Buntsandsteins und über Oolithe“: „Die einzelnen Oolithkörner dürften sich freischwebend gebildet haben, und das Gestein war zunächst ein Oolithsand, aber nicht „in festen Bänken“ (E. PHILIPPI: a. a. O. S. 437), denn die Oolithe sind geschichtet und zeigen häufig, meist zwar erst durch Anwitterung hervortretend, diskordante Parallelstruktur.“

Ich fürchte, daß Herr ANDRÉE meine Ansicht mißverstanden hat. An der von ihm zitierten²⁾ Stelle habe ich die Anschauung von LINCK akzeptiert; nach diesem Forscher sind aber die Oolithkörner chemische Ausscheidungen aus dem Meerwasser, die sich wahrscheinlich freischwebend bildeten. Die so gebildeten Oolithkörner sanken später zu Boden bzw. wurden von der Brandung gegen den Strand geworfen und häuften sich zu Oolithsand an. Ich fragte nun weiter, ob der die einzelnen Oolithkörner verbindende Zement ebenfalls eine chemische Ausscheidung aus dem Meerwasser sei; war dies der Fall, so erhärtete sicher der ursprünglich lockere Oolithsand sehr rasch zu einem festen Gestein. Auch diese Frage habe ich im allgemeinen nicht so positiv beantwortet, wie dies nach Herrn ANDRÉES Äußerung erscheinen könnte, denn ich schreibe: „Ob allerdings der die Oolithkörner verbindende, in vielen Fällen kalkige Zement ebenfalls zum Teil eine chemische Abscheidung ist und ob die Oolithe sich am Meeresboden als feste Bänke bildeten, bedarf noch weiterer Untersuchung.“

¹⁾ Diese Zeitschr. 60, 1908, S. 162.

²⁾ N. Jahrb. Min., Festbd. 1907, S. 437.

Allerdings möchte ich für einen Oolith, nämlich den Schaumkalk, eine rapide Erhärtung annehmen, weil seine Oberfläche scharf ausgeprägte Kriech- und Schleppspuren zeigt und Crinoiden zur Anheftung mit kegelförmiger Wurzel gedient hat.

Im weiteren betont Herr ANDRÉE die Unterschiede zwischen Oolithen und „einem als feste Masse sich bildenden Gestein, wie Riffbildungen“. Wenn tatsächlich die Oolithe rasch und unter Meeresbedeckung erhärten, so sind die Unterschiede nicht eben so sehr groß. Wie die festen Oolithbänke aus einem lockeren Oolithsande, so entstehen die meisten „Riffkalke“ aus einem ursprünglich lockeren, organogenen Detritus, dessen einzelne Elemente durch chemisch ausgeschiedene Carbonate unter Meeresbedeckung miteinander verkittet werden. Die Abbildungen von SKEATS und JUDD sowie meine Dünnschliffe des Gesteins von der Seine-Bank zeigen die Entstehung der Riffkalke aus organogenem Kalksand sehr deutlich. Der Unterschied zwischen rasch erhärtetem Oolith und Riffkalk dürfte hauptsächlich in der Beschaffenheit der verkitteten Materialien, nicht im Zementierungsvorgange liegen.

Herr ANDRÉE schreibt dann: „Manche Verhärtungen lockerer Sedimente unter der Meeresbedeckung gehen aber auf diagenetische Vorgänge oder chemische Ausscheidung aus dem Meerwasser zurück; und so erklärt sich auch der Fall, den E. PHILIPPI nach JAEKEL aus dem Schaumkalk des unteren Muschelkalks von Freiburg a. U. erwähnt.“ Daß die Erhärtung lockerer Sedimente in vielen Fällen durch chemische Ausscheidung aus dem Meerwasser erfolgt, daß dies insbesondere wohl beim Schaumkalk der Fall ist, habe ich in meiner Arbeit andauernd betont; Herr ANDRÉE bestätigt somit nur meine Auffassung. Daß aber die durch rasche Zementierung erfolgende Verhärtung unter die diagenetischen Vorgänge fällt, ist ebenso klar; denn JOH. WALTHER begreift unter Diagenese „alle diejenigen physikalischen und chemischen Veränderungen, welche ein Gestein nach seiner Ablagerung, ohne das Hinzutreten von Gebirgsdruck oder Vulkanwärme, erleidet“.

21. Zur Beurteilung der Sauropoden.

Von Herrn F. v. HUENE.

Tübingen, den 3. November 1908.

In Lehrbüchern oder sonstigen wissenschaftlichen Bearbeitungen findet man kaum einen Hinweis darüber, in welchem Verhältnis die Sauropoden zu den anderen Dinosauriern stehen, und namentlich von welcher Gruppe sie abstammen. In einigen Lehrbüchern werden sie sogar an erster Stelle behandelt, vor den Theropoden und Orthopoden, obwohl sie später als Vertreter beider anderen Gruppen auftreten. SEELEY hat Theropoden und Sauropoden ihrer ähnlichen Beckenbildung wegen als *Saurischia* zusammengefaßt und DOLLO hält sie hinsichtlich ihrer Gangart für primitiver als die anderen Dinosaurier.

Eine Skelettvergleichung zwischen Theropoden und Sauropoden stieß bisher auf gewisse Schwierigkeiten, da man die triassischen Theropoden zu ungenügend kannte, eine Schwierigkeit, die jetzt beseitigt ist¹⁾. Die Ähnlichkeit des Sauropoden-Skeletts mit dem der triassischen Theropoden, speziell der Gattungen *Pachy-* und *Plateosaurus*, ist viel größer als mit den jurassischen und cretacischen Theropoden. Die Beziehung zu diesen ist eigentlich nur durch die triassischen Gattungen vermittelt. Auf die Einzelheiten soll hier nicht eingegangen werden, es ist dies an anderer Stelle geschehen¹⁾, nur auf wenigens möchte ich hier aufmerksam machen. Die Form der Wirbel ist, abgesehen von der Kavernosität und der Opisthocalität, der der genannten triassischen Gattungen gleich, nur ist die Zweiteiligkeit der Dornfortsätze der Sauropoden ins Extrem getrieben, während sie bei *Pachysaurus* und *Plateosaurus* nur angedeutet ist. Die Plateosauriden haben 15 Rücken- und 13 Halswirbel, von den Sauropoden *Morosaurus* und *Diplodocus* aber werden 10 Rücken- und 15 Halswirbel angegeben, von *Atlantosaurus* 10 Rücken- und 13 Halswirbel. Bei genauerer Durchsicht der Beschreibung von *Haplocanthosaurus* durch HATCHER finde ich, daß man die dort angegebene Halswirbelzahl 15 mit gleichem Recht auf 13 herabsetzen kann; *Haplocanthosaurus* hat 14 Rückenwirbel; von dem fünfwirbligen Sacrum entspricht der 1. Sakralwirbel

¹⁾ F. v. HUENE: Die Dinosaurier der europäischen Triasformation mit Berücksichtigung der außereuropäischen Vorkommnisse. Geol. u. Pal. Abh. herausgeg. v. E. KOKEN. Suppl.-Bd. I, 1907—1908.

dem letzten Rückenwirbel bei den Plateosauriden. Mit Berücksichtigung dieses Wirbels hat also *Haplocanthosaurus* die gleiche Präsakralwirbelzahl (28) wie die Plateosauriden. *Haplocanthosaurus* ist nach HATCHER ein besonders primitiver Sauropode. Noch primitiver ist *Dystrophaeus*, und in dieselbe Gruppe gehören u. a. *Cetiosaurus* und *Brachiosaurus*. Natürlich ist die Wirbelsäule keineswegs der einzige Wegweiser in dieser Richtung, sondern besonders im Gürtelskelett und auch in den Extremitäten (ein Schädel aus dieser Familie ist leider nicht bekannt) finden sich ganz außerordentliche Anklänge an die Plateosauriden. Ein nicht geringer Unterschied liegt in der Gestalt des Ileum; der Mangel der hinteren Spitze desselben ist aber leicht verständlich, wenn man bedenkt, daß der bei den Theropoden hier entspringende *Musc. ileo-caudalis* bei den Sauropoden, die den Schwanz ihres vierfüßigen Ganges wegen nicht wie jene als Gleichgewichtsorgan brauchten, nur verhältnismäßig schwach entwickelt war. Das Pubis ist bei den Cetiosauriden ein noch beinahe ganz unverändertes Plateosauriden-Pubis. Dagegen bei den Familien der Morosauriden und Atlantosauriden ist das Skelett, namentlich Wirbelsäule und Becken, sehr viel stärker gegenüber den Cetiosauriden geändert, als der Unterschied zwischen letzteren und den Plateosauriden beträgt. Man sieht also, daß die hauptsächlichste tiefer greifende Umprägung erst innerhalb der Sauropoden vor sich geht. Die Umprägung von den Plateosauriden zu den Cetiosauriden besteht in der Fixierung der vierfüßigen Gangart (die bei ersteren noch möglich und z. T. üblich war) und der damit zusammenhängenden Anpassung der Vorderextremität und im Verlust der Raubtiernatur, welche beide in Korrelation stehen.

Trotz mancher Spezialisierung im einzelnen sind die Sauropoden als Dinosaurier aufzufassen, die sich direkt von einem primitiven Theropoden-Stadium herleiten und dieses bei veränderter Lebensweise fixieren und daher eine gleichartig und relativ wenig weiterbildungsfähige Masse bilden, die sich wohl nur infolge des Riesenwuchses bis zum Schluß der Kreidezeit erhalten konnte.

So sind die Sauropoden nur als ein Seitenzweig der Theropoden aufzufassen. U. a. kann man als Beweis für obige Auffassung das Vorhandensein des Postorbitale anführen, das bei triassischen Theropoden deutlich ausgebildet ist, aber bei den jüngeren Theropoden verschwindet; ferner den Mangel kleiner Sauropoden, denn nach obigen Ausführungen sollen

die Sauropoden aus ziemlich großen Plateosauriden entstanden sein; es sind auch faktisch keine Sauropoden bekannt, die kleiner sind als jene.

Der älteste Sauropode ist *Dystrophaeus* aus amerikanischem Dogger, kaum jünger ist *Cetiosaurus*. Die Hauptentwicklung der Sauropoden fällt in die unterste Kreide (Como beds, Wealden), aber bis in die jüngste Kreide hinein, selbst an die Schwelle der Tertiärzeit erhalten sie sich [*Argyrosaurus*, *Microcoelus*, *Titanosaurus*, *Hypselosaurus*, *Gigantosaurus*²⁾].

Ich lasse noch die neugefaßte Definition der Familien mit den wichtigsten Vertretern folgen:

1. Cetiosauriden: Die Halswirbel und die ersten Rückenwirbel lang. Zahl der Halswirbel unter 15 (13), Zahl der Rückenwirbel über 10 (14). Keine gegabelten Dornfortsätze. Halswirbel stark opisthocöl, Rückenwirbel schwach opisthocöl, hintere Rückenwirbel bikonkav. Präsakralwirbel mit pleurozentralen Höhlen. Unpaare Sternalplatte verknöchert. Ileum mit äußerst rudimentärer oder fehlender hinterer Spitze. Pubis in seiner ganzen Ausdehnung plattenförmig, Foramen obturatorium groß. Ischium distal flach und verwachsen. Scapula am Gelenkende stark verbreitert, am Distalende auch verbreitert. Vorderextremitäten beinahe oder ebenso lang wie die Hinterextremitäten.

Die wichtigsten Gattungen sind:

Dystrophaeus COPE,
Cetiosaurus OWEN,
Haplocanthosaurus HATCHER,
Brachiosaurus RIGGS,
(?) *Pelorosaurus* MANTELL.

2. Morosauridae: Schädelbasis mit engem Canalis pituitarius. Halswirbel lang, opisthocöl, kavernös, mit gegabelten Dornfortsätzen, 15 an der Zahl. Rückenwirbel opisthocöl, kavernös; die vorderen mit gegabelten Dornfortsätzen, 10 an der Zahl. 4—5 Sakralwirbel. Ileum mit schwacher hinterer Spitze. Pubis verschmälert und distal ver-

²⁾ *Gigantosaurus* E. FRAAS aus der oberen Kreide Deutsch-Ostafrikas müßte anders benannt werden, da der Name von SEELEY schon vergeben war und nach den Grundsätzen der Nomenklatur nicht wieder angewandt werden kann.

dickt, die Distalenden stoßen nach unten konvergierend zusammen, Foramen obturatorium klein. Ischium distal flach und verwachsen. Trochanter major vom Caput femoris abgesetzt. Scapula am Gelenkende stark, am Distalende wenig verbreitert. Vorderextremitäten wesentlich kürzer als Hinterextremitäten.

Die wichtigsten Gattungen sind:

Morosaurus MARSH,
Pleurocoelus MARSH,
Camarosaurus COPE,
Titanosaurus LYDEKKER (VON MARSH).

3. Diplodociden: Schädelbasis ohne Canalis pituitarius. Nasenöffnungen weit nach hinten verschoben (bis zwischen die Augen). Parietalia schmales Transversal-Band bildend. Halswirbel lang, opisthocöl, kavernös, mit gegabelten Dornfortsätzen, 15 an der Zahl. Rückenwirbel opisthocöl, kavernös; die vorderen mit gegabelten Dornfortsätzen, 10 an der Zahl. Sakralwirbel und vordere Schwanzwirbel kavernös. Paarige Sternalplatten verknöchert. Ileum mit relativ starker hinterer Spitze. Pubis in der Mitte schmal, distal verdickt, Foramen obturatorium klein. Ischium distal verdickt. Scapula proximal äußerst breit, auch distal verbreitert.

Einzigste Gattung:

Diplodocus MARSH.

Diplodocus ist wahrscheinlich ein durch Anpassung an das Wasserleben spezialisierter Morosauride.

4. Atlantosauriden: Schädelbasis mit weitem Canalis pituitarius. Halswirbel opisthocöl, tief kavernös, gegabelte Dornfortsätze, 13 an der Zahl. Halsrippen mit sehr langem Capitulum und Tuberculum (Gegensatz zu den anderen Familien). Rückenwirbel tief kavernös, die vorderen opisthocöl und mit gegabelten Dornfortsätzen, die hinteren bikonkav. Sakralwirbel und vordere Schwanzwirbel kavernös. Paarige Sternalplatten verknöchert. Ileum mit schwacher hinterer Spitze. Pubis dick, in der Mitte schmal, distal verdickt. Scapula proximal verbreitert, distal schmal bis zu Ende.

Die wichtigsten Gattungen sind:

Atlantosaurus MARSH,
Apatosaurus MARSH,
Amphicoelias COPE.

Neueingänge der Bibliothek.

- AHLBURG: Die Ergebnisse der neueren Tiefbohrungen im östlichen Holland. Mit 1 Taf. (S.-A. a. Glückauf, Jg. 44, 1908.) 4°. Essen-Ruhr.
- BÄRTLING, R.: Ein neues Vorkommen von Oberem Gault in einer Tiefbohrung in der Lippemulde des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlenbeckens. (S.-A. a. Mon.-Ber. d. D. geol. Ges., Bd 60, 1908.) 8°.
- Bergwerke, Die, und Salinen des Oberbergamtsbezirks Dortmund im Jahre 1907. (Produktion, Belegschaft usw.) 8°. Essen 1908.
- BICKEL: Die Entstehung der sogenannten fossilen Regentropfen. 8°. (Brotterode) 1908.
- BRUN, ALBERT: Quelques recherches sur le volcanisme au Pico de Teyde et au Timanfaya. P. III. avec la collaboration pour le travail sur le terrain de H. F. MONTAGNE. M. 2 Abb. i. T. (S.-A. a. Arch. des Sc. phys. et nat. 1908.) 8°.
- BURRARD, S. G., and H. H. HAYDEN: A sketch of the geography and geology of the Himalaya Mountains and Tibet. P. 1. The high peaks of Asia. — 2. The principal mountain ranges of Asia. — 3. The rivers of the Himalaya and Tibet. 4°. Calcutta 1907.
- CREDNER, HERMANN: Geologische Übersichtskarte des Königreichs Sachsen. 1:250000. Leipzig 1908.
- DAMMER, BR.: Über das Auftreten zweier ungleichaltriger Lössen zwischen Weißenfels und Zeitz. M. 3 Fig. (S.-A. a. Jb. d. Kgl. Pr. Geol. L.-A., Bd. XXIX, 1908, H. 2.) 8°. Berlin 1908.
- DANNENBERG: Geologie der Steinkohlenlager. Teil 1. 8°. Berlin 1908.
- DUPARC, F.: Sur l'analyse des silicates. (S.-A. a. Arch. des sc. phys. et nat., Pér. IV, T. XXV.) 8°. Genève 1908. [= Bibliothèque univ., Jan. 1908.]
- DUPARC, LOUIS: Sur l'ouralitisisation du pyroxène. (S.-A. a. Comptes Rendus des Séances de l'Acad. des Sciences, 1907.) 4°.
- Sur la transformation du pyroxène en amphibole. (S.-A. a. Bull. de la soc. franç. de Minér. 1908.) 8°.
- et PEARCE, F.: Sur la tschernichéwite, une nouvelle amphibole. (S.-A. a. Comptes Rendus des Séances de l'Acad. des Sciences, 1907.) 4°.
- — Sur la tschernichéwite, une nouvelle amphibole. [Beigedr.:] DUPARC, L., et T. G. HORNUNG. Sur les propriétés chimiques et optiques des hornblendes communes. (S.-A. a. Archiv. des sc. phys. et nat., Pér. IV, T. XXIII.) 8°. Genève 1907. [= Bibliothèque univ., Mai 1907.]
- — Sur les roches basiques de la chaîne de Tschissapa (Oural du Nord). (S.-A. a. Comptes Rendus des Séances de l'Acad. des Sciences, 1907.) 4°.
- — Sur les constantes optiques de quelques minéraux, et sur les variations de ces constantes sur les divers individus d'une même roche; avec la collaboration de T. G. HORNUNG, pour les propriétés optiques d'un certain nombre de hornblendes. (S.-A. a. Bull. de la soc. franç. de Minér. 1908.) 8°.
- FICHSER, EMIL: Bericht über die fünfzigjährige Jubelfeier der Gesellschaft von Freunden der Naturwissenschaften in Gera-Reuß. 8°. Gera-Untermhaus 1908.

Monatsberichte

der

Deutschen geologischen Gesellschaft.

Nr. 12.

1908.

Protokoll der Sitzung vom 2. Dezember 1908.

Vorsitzender: Herr RAUFF.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung mit der Mitteilung von dem erfolgten Ableben des Mitgliedes Exzellenz F. VON SCHMIDT, Akademiker in St. Petersburg, dem er einen Nachruf widmet. Die Versammlung erhebt sich zu Ehren des Verstorbenen.

Als Mitglieder wünschen der Gesellschaft beizutreten:

Herr Landesbauinspektor FREYSTEDT zu Posen O 1, Königsplatz 6 III, vorgeschlagen von den Herren JENTZSCH, KORN und BEHR;

Herr Königl. Geologe Dr. WILH. HENKE, Berlin N 4, Invalidenstr. 44, vorgeschlagen von den Herren HAARMANN, BÄRTLING und MESTWERDT;

Herr cand. rer. nat. JOH. FELSCH aus Jena, Assistent am mineral.-geolog. Institut, Schillerstr. 12, vorgeschlagen von den Herren LINCK, PHILIPPI und KOLESCH;

Herr HERMANN FREMERY, Aachen, Lonsbergstr. 53, vorgeschlagen von den Herren HASSLACHER, BATHAZAR und HAARMANN;

Herr Generaldirektor SCHWARZENAUER, Helmstedt, vorgeschlagen von den Herren v. KOENEN, STILLE und GRUPE;

Herr Dr. EMIL WERTH, Assistent am biologischen Institut, Berlin, vorgeschlagen von den Herren BRANCA, JANENSCH und STREMME;

Herr JOSÉ BRAVO, Professor de mineralogía et de geología à l'Escuela de Ingenieros, Lima (Peru),

Herr CARLOS LISSON, Professor de Micropetrografia à l'Escuela de Ingenieros, Lima (Peru),



Herr cand. geol. LEOPOLD SOMMERMEIER, Bonn, Geologisches Institut der Universität,

Herr Dr. ERNST MAIER, Professor der Geologie an der Universität Santiago (Chile), Casilla N 1559, vorgeschlagen von den Herren G. STEINMANN, WILCKENS und TILMANN;

Herr M. MARCEL ALLORGE in Oxford, England, University Museum, vorgeschlagen von den Herren POMPECKJ, GREIF und SALFELD.

Das Protokoll der letzten Sitzung wird vom Schriftführer verlesen und von der Versammlung genehmigt.

Herr **JOH. AHLBURG** sprach über **die Tektonik der östlichen Lahnmulde**. (Hierzu eine Texttafel und 8 Textfiguren.)

Die letztjährigen Aufnahmearbeiten im Lahntale bei Wetzlar haben einige überraschende Ergebnisse über den Aufbau dieses Teiles des Rheinischen Schiefergebirges ergeben, und wenn auch das Gesamtbild jener Gegend heute noch ein recht lückenhaftes und unfertiges ist, so dürfte es doch von Interesse sein, einige der gemachten Beobachtungen bereits mitzuteilen.

Bezüglich der in Frage kommenden Veröffentlichungen aus der näheren und weiteren Umgebung verweise ich der Kürze halber auf die betreffende Literatur¹⁾. Es sei nur bemerkt, daß Anfang dieses Jahres die Spezialaufnahme des nördlich an die östliche Lahnmulde anschließenden Gebietes, der Dillmulde, auf Grund der Aufnahmen von E. KAYSER und z. T. von LOTZ veröffentlicht worden ist. Da diese Aufnahmen bereits einen Teil der östlichen Lahnmulde mitumfassen, liegen für dieses Gebiet bereits wichtige Veröffentlichungen von E. KAYSER vor¹⁾. Im übrigen beschränkt sich die neuere Literatur über die Tektonik unseres Gebietes auf einige gelegentliche Mitteilungen HOLZAPFELS²⁾.

Die Aufnahmen der Dillmulde beanspruchen hier noch um deswillen ein besonderes Interesse, weil durch E. KAYSER der Nachweis erbracht wurde, daß Lahn- und Dillmulde, beide aus Faltenzügen mittel- und oberdevonischer sowie culmischer Gesteine aufgebaut, durch einen mehrere Kilometer breiten Grauwackensattel getrennt werden, dem der genannte Autor wegen

¹⁾ DENCKMANN: Der geologische Aufbau des Kellerwaldes. Abh. d. Kgl. Geol. L.-A., N. F., H. 34. — E. KAYSER: Über flache Überschiebungen im Dillgebiete. Jahrb. d. Preuß. Geol. L.-A. 1900, S. 7ff.

²⁾ Das Obere Mitteldevon im Rheinischen Schiefergebirge. Abh. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., N. F. Heft 16.

der Ähnlichkeit der Gesteine mit gewissen silurischen Schichten des Kellerwaldes silurisches Alter zuschreibt.

Dieser Silurrücken bildet vom Ostrande des Gebirges bis an das Westerwaldplateau die nordwestliche Begrenzung des uns hier interessierenden Gebietes, während die südöstliche Begrenzung das Unterdevon des Taunusvorlandes darstellt.

Die Altersfolge der Schichten in dem soeben umschriebenen Teile der Lahnmulde ist nach den bisherigen Feststellungen kurz folgende:

Über dem Oberen Unterdevon (Oberkoblenzschichten) folgt eine Serie von Tonschiefern mit Kalkeinlagerungen, die trotz mannigfacher Unterschiede der in ihnen auftretenden Faunen doch alle untermitteldevonisches Alter besitzen; hierüber setzt eine mächtige Entwicklung von Diabastuffen und ihnen zwischengelagerten Mandelsteinlavaströmen ein, die fast überall mit dem Beginn des Oberdevons ihr Ende erreicht. Als Einlagerungen treten Kalkschiefer, Plattenkalke und Riffkalke auf, die in einem Falle, dem Braunfels-Wetzlarer Massenkalkzuge, beträchtliche Mächtigkeit erreichen; die Einlagerungen führen sämtlich mehr oder weniger häufig *String. Burtini*, weisen also dem sie bergenden Schalstein obermitteldevonisches Alter zu. Das Oberdevon zeigt sehr wechselnde Ausbildung; nördlich des genannten Massenkalkzuges treten typische rote und grüne Cypridinschiefer mit gelegentlichen Zwischenlagerungen von roten Kalkknoten, den Kramenzelschiefern auf, im Süden dagegen begegnet man einer überaus wechselnden Serie von dunklen Tentaculitenschiefern, sandigen rauhen Cypridinschiefern, Kieselschiefern und gelegentlich kleinen Riffkalklinsen. Über dem Oberdevon des nördlichen Zuges folgt in normaler Überlagerung Culmkiesel-schiefer, Posidonienschiefer und Culmgrauwacke; dem Oberdevon des südlichen Zuges fehlt eine normale Überlagerung überhaupt; hier folgt eine mächtige Arkosegrauwacke von wahrscheinlich culmischem Alter in übergreifender Lagerung. Hervorzuheben ist noch für das Verständnis des Folgenden, daß auf der Grenze von unterem und oberem Mitteldevon Lager von Quarzporphyren und Keratophyren auftreten, daß ferner auf der Grenze von Mittel- und Oberdevon, also auf der Grenze zwischen Schalstein und Cypridinschiefer oder seinen Äquivalenten, ein überall gleichmäßig entwickeltes Roteisenerzlager liegt, und endlich, daß im nördlichen Teile der Lahnmulde das Devon mit einer mächtigen Diabasdecke, von E. KAYSER Deckdiabas genannt, abschließt.

Eine Begründung dieser von den bisherigen Anschauungen in mancher Weise abweichenden Einteilung und Altersbestimmung

der Schichten würde mich hier zu weit führen; sie soll an anderer Stelle ausführlicher gegeben werden.

Ein flüchtiger Blick auf die bisherigen Aufnahmen genügt, um sofort zu erkennen, daß die Lagerung der Schichten in vielen Fällen eine ganz flache, ja stellenweise sogar söhlig sein muß, und in der Tat begegnet man bei der Durchwanderung der Umgebung von Wetzlar dieser im Palaeozoicum des Rheinischen Gebirges sonst völlig fremden Erscheinung auf Schritt und Tritt. Indessen belehrt die genauere Untersuchung einzelner Profile sehr bald, daß die flache Lagerung nicht etwa als Zeichen ungestörter Lagerung anzusehen ist, vielmehr verbirgt sich unter ihr ein kompliziertes System von ausgedehnten flachen Überschiebungsdecken, die in ihrer ständigen Aufeinanderfolge ein beredtes Zeugnis von der höchsten Intensität der gebirgsbildenden Kräfte ablegen.

Mit diesen Überschiebungen, die für das Verständnis des Aufbaues der östlichen Lahnmulde bei weitem die wichtigste Rolle spielen, wollen wir uns zunächst beschäftigen.

Wir wählen als Ausgangspunkt einen der Unterdevonzüge, deren mehrere innerhalb der jungdevonischen Schichtenfolge auftreten. Diese Unterdevonzüge sind dadurch ausgezeichnet, daß sie selbst wie ihre nächste Nachbarschaft in der Regel steileres Einfallen der Schichten, freilich stets bei synklinalem Einfallen nach SO, erkennen lassen; des weiteren zeigt die Aufnahme in den meisten Fällen, daß es sich nicht um regelmäßig gebaute Sättel, sondern um verkümmerte Sattelaufbrüche handelt, bei denen insbesondere der nördliche Flügel eine starke Reduktion erfahren hat; ein solches Profil zeigt beispielsweise der wichtigste Unterdevonsattel des Gebietes in seinem westlichen Teile bei Oberbiel (Fig. 1). Aber auch anderwärts können ähnliche Beobachtungen gemacht werden; stets sind die widerstandsfähigen Schichten, wie Unterdevongrauwacke und besonders der mitteldevonische Porphyry, steil aufgepreßt, während die nachgiebigen untermitteldevonischen Tonschiefer ganz oder z. T. unterdrückt erscheinen. So kommt es beispielsweise, daß Unterdevon und Porphyry in vielen Fällen unmittelbar aneinander grenzen.

Wir verfolgen den Niederbiel-Ablarer Unterdevonzug nach Osten und sehen, wie er schrittweise an Breite gewinnt und schließlich bei Ablar in völlig söhlig Lagerung auf unterem Mitteldevon ruht, wie dieses wiederum auf Schalstein. Aus dem schmalen Sattelaufbruch ist eine liegende Falte geworden, deren Flügel auch sicher eine Überschiebung nach Norden erfahren haben, wie die Aufschlüsse am Steilrande des Dilltales vermuten

lassen; ich habe dies durch das Profil Fig. 2 zu veranschaulichen gesucht. Die Wirkung der hier stattgehabten Bewegung kann man im kleinen sehr schön an Plattenkalkeinlagerungen des Schalsteins bei Berghausen erkennen, die in zahlreiche völlig liegende Falten bruchlos ausgewalzt sind.

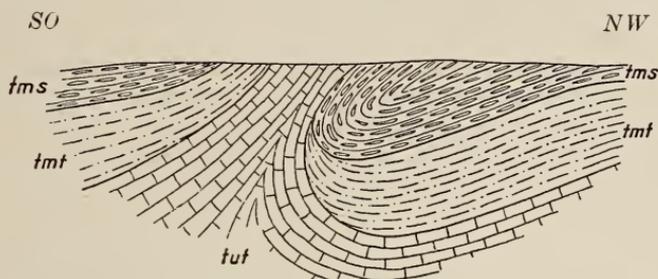


Fig. 1.

Profil durch den Niederbiel-Aßlarer Unterdevonsattel bei Oberbiel.

tuf = Obercoblenzgrauwacke (Ob. Unterdevon); *tmt* = Tonschiefer (Unt. Mitteldevon); *tms* = Schalstein (Ob. Mitteldevon).

Wir folgen dem Schalstein über das Dilltal hinaus und finden ihn westlich von Werdorf in flacher Lagerung auf Cypridinschiefer, nördlich von Aßlar gar auf Deckdiabas und Culm aufrufen. Hier hat ein glücklicher Zufall zwei interessante Profile in zwei Steinbrüchen freigelegt. Über stark zertrümmertem Deckdiabas, in dessen muldenförmigen Ver-

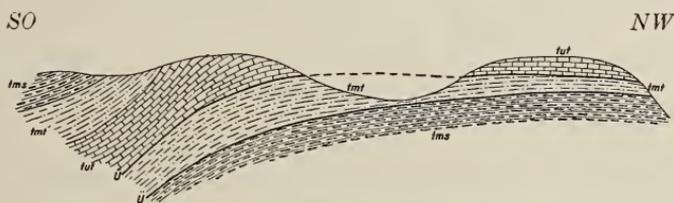


Fig. 2.

Profil durch den Niederbiel-Aßlarer Unterdevonsattel bei Kl.-Altenstädten.

Ü = Überschiebungsflächen, sonst Signaturen wie bei Fig. 1.

tiefungen sich kleine Einfaltungen von Culmkieselschiefer, also dem normalen Hangenden, erhalten haben, folgt in horizontaler Lage eine $\frac{1}{2}$ —1 m mächtige Reibungsmasse, darüber gleichfalls sählig ungestörter Schalstein; beide Brüche haben etwa 200 m Abstand, die Überschiebungsfläche liegt also auf diese Erstreckung hin ungefähr horizontal (vgl. Texttafel).

Wir nähern uns hier bereits dem Aufnahmegebiet E. KAYSERS, und die soeben verfolgte Schalsteindecke ist bereits von E. KAYSER als flache Überschiebung gedeutet worden, nur daß er die Natur der Überschiebungsfläche verkannt hat; er sieht sie nämlich in einer OW-Störung, die den ganzen Südrand von Bl. Ballersbach durchsetzt und von mir noch mehrere Kilometer weiter nach Osten auf Bl. Rodheim verfolgt werden konnte. Diese Störung muß, wie ihr geradliniger Verlauf über Berg und Tal und auch einige Grubenaufschlüsse beweisen, sehr steil oder gar senkrecht einfallen; sie hat also nichts mit der fast horizontalen Überschiebungsfläche des Schalsteins zu tun, ist vielmehr eine ganz junge Verwerfung, an der der südliche Teil

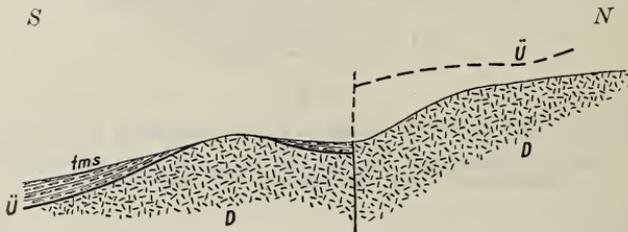


Fig. 3.

Profil durch die Schalsteinüberschiebung nördlich von Ablar.
tms = Schalstein (Ob. Mitteldevon); *D* = Deckdiabas (Ob. Oberdevon);
Ü = Überschiebungsfläche.

jener Decke abgesunken ist. Die Hoffnung freilich, auf dem nördlich vorgelagerten Deckdiabas, also der Unterlage der erodierten Decke, noch Reste von Schalstein zu finden, hat sich leider nicht erfüllt. Gleichwohl ist das Profil völlig klar (Fig. 3).

Die wichtigste der von KAYSER bereits erkannten und beschriebenen¹⁾ Decken ist die nördlichste, die Überschiebung des eben berührten Deckdiabases auf Culmtonschiefer; da KAYSER dieselbe ausführlich beschrieben hat, kann ich mich hier kurz fassen. Sie ruht, wie das Kartenbild sehr deutlich erkennen läßt, auf eine Erstreckung von über 15 km in fast gleicher Höhenlage auf Culmschichten auf und bildet einen geschlossenen, aus der Niederung des Lemptales steil aufsteigenden Wall. Hervorheben möchte ich noch, daß am Stirnrande jener Decke seit einigen Jahren eine kleine Roteisenerzgrube in Betrieb ist, deren sehr instruktive Aufschlüsse mich veranlaßt haben, die

¹⁾ A. a. O. S. 11.

beobachteten Lagerungsverhältnisse in einem in Vorbereitung begriffenen Aufsätze niederzulegen. Die Profile zeigen sehr deutlich, wie sich hier in der Nähe des Stirnrandes der mächtigen Diabasdecke die Bewegung offenbar gestaut hat und nun eine Scholle schuppenartig über die andere gedrängt ist; sie erinnern an die schönen Profile von der Ense bei Wildungen, deren Schuppenstruktur DENCKMANN eingehend beschrieben hat¹⁾.

Einige interessante Einzelheiten aus dieser Gruppe von Überschiebungsdecken verdienen noch angeführt zu werden. Aus der Schalsteindecke ragen an verschiedenen Stellen nördlich von Aßlar Diabaskuppen hervor, die KAYSER als Einlagerungen im Schalstein verzeichnet; sicher sind sie aber, z. T. wenigstens, durch die Schalsteindecke hindurchragende Teile des Deckdiabases, also geologische Fenster, falls dieser alpine Name sich darauf übertragen läßt (vergl. Fig. 3). Andererseits finden sich gelegentlich losgelöste Reste alter Überschiebungsdecken, die durch Erosion des Zusammenhanges mit ihrer Scholle verlustig gegangen sind, also wurzellose Schuppenmassen darstellen; das klassische Beispiel hierfür, der Mühlberg bei Bechlingen, wo Deckdiabas, rings umgeben von Culmschiefer, die Spitze der Bergkuppe bildet, ist bereits von KAYSER eingehend beschrieben. Sehr typischen Fällen solcher wurzellosen Schuppen begegnen wir noch südlich der Lahn zwischen Wetzlar und Braunfels.

Ich übergehe den Gebirgszug zwischen Lahn und Dill, möchte nur anführen, daß ich Gründe zu haben glaube, daß die breite Schalsteinmasse zwischen Werdorf und Ehringshausen, unter der im Süden wie im Norden Oberdevon herauschaut, gleichfalls eine flache, auf Oberdevon ruhende Decke bildet. Am Nordrande ist dieser Nachweis an der Hand der Gruben-aufschlüsse von Heinrichsseggen bereits von E. KAYSER erbracht.

In der Gegend von Leun treten in Begleitung mehrerer Unterdevonaufbrüche zahlreiche Züge von Unterem Mitteldevon auf (Tentaculitenschiefer mit Knollen- und Flaserkalk-einlagerungen), die eine mehrfache Wechsellagerung mit Schalstein zeigen; ursprünglich glaubte ich diese Schalsteineinschaltungen für untermitteldevonisch halten zu müssen, bis mich ein interessantes Profil am genannten Orte belehrte, daß auch diese mannigfache Wechsellagerung auf Schuppenstruktur zurückzuführen ist (Fig. 4). Es zeigt zugleich, daß auch im kleinen die Wirkung der faltenden Kräfte eine äußerst intensive gewesen sein muß, ähnlich jenen interessanten Erscheinungen, die uns DENCKMANN von der Ense bei Wildungen beschrieben hat¹⁾.

¹⁾ Jahrb. d. Preuß. Geol. L.-A. 1894, S. 21.

Auch die folgenden Profile (Fig. 5) von Grube Maria bei Tiefenbach mögen zeigen, daß es an kleineren und steil einfallenden Überschiebungen im Lahntale nicht fehlt. Eine weitere Erläuterung derselben scheint überflüssig, nur möchte ich auf eine aus den Profilen erkennbare jüngere Nebenüberschiebung aufmerksam machen, die nach dem Verhalten des Erzlagers an ihr die Folge einer Art Stauchung der Schichten nach Beendigung des Hauptschubes zu sein scheint.

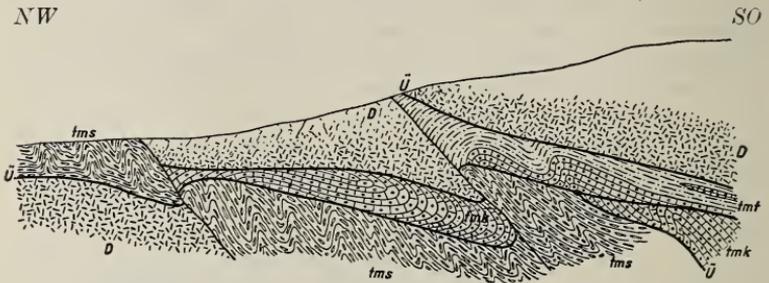


Fig. 4.

Schuppenstruktur im Mitteldevon am Dallberge bei Leun.

tmt = Leuner Schiefer (Unt. Mitteldevon); *tmk* = Ballersbacher Kalk (Unt. Mitteldevon); *tms* = Schalstein (Ob. Mitteldevon); *D* = Diabasmandelstein (Unt. Mitteldevon); *Ü* = Überschiebungen.

Sehr schön sind solche Stauchungsklüfte, die also eine steile Überschiebung von geringem Ausmaß hervorrufen, in einem Stollenprofil der Grube Fortuna nördlich Philippstein, zu beobachten, wo Schalstein auf mehrere Kilometer Erstreckung auf Cypridinschiefer geschoben ist (Fig. 6). Das Profil gibt gleichzeitig einen ungefähren Begriff, in welchem Maße innerhalb der Hauptdecken wieder einzelne Schollen übereinander getürmt sind, die hier beispielsweise eine Verdreifachung des Erzlagers herbeigeführt haben.

Wir sahen schon oben, daß der südliche Oberdevonzug der Lahnmulde, den wir mit der Grube Fortuna erreicht haben, von Grauwacke in übergreifender Lagerung bedeckt wird. An zahlreichen Profilen östlich von Bonbaden, besonders schön aber am Weinberge bei Wetzlar, kann man sich nun leicht überzeugen, daß die genannte Grauwacke auf einer ausgedehnten horizontalen Überschiebungsfläche über das Oberdevon geschoben ist; die nachgiebigen Oberdevonschiefer sind oft auf mehrere Meter Tiefe zu einer unkenntlichen, zuweilen auch wieder mit Quarz verkitteten Grusmasse zerrieben, und die klotzigen Grauwackebänke pflügen sich oft tief in den Schiefergrus hinein. Die

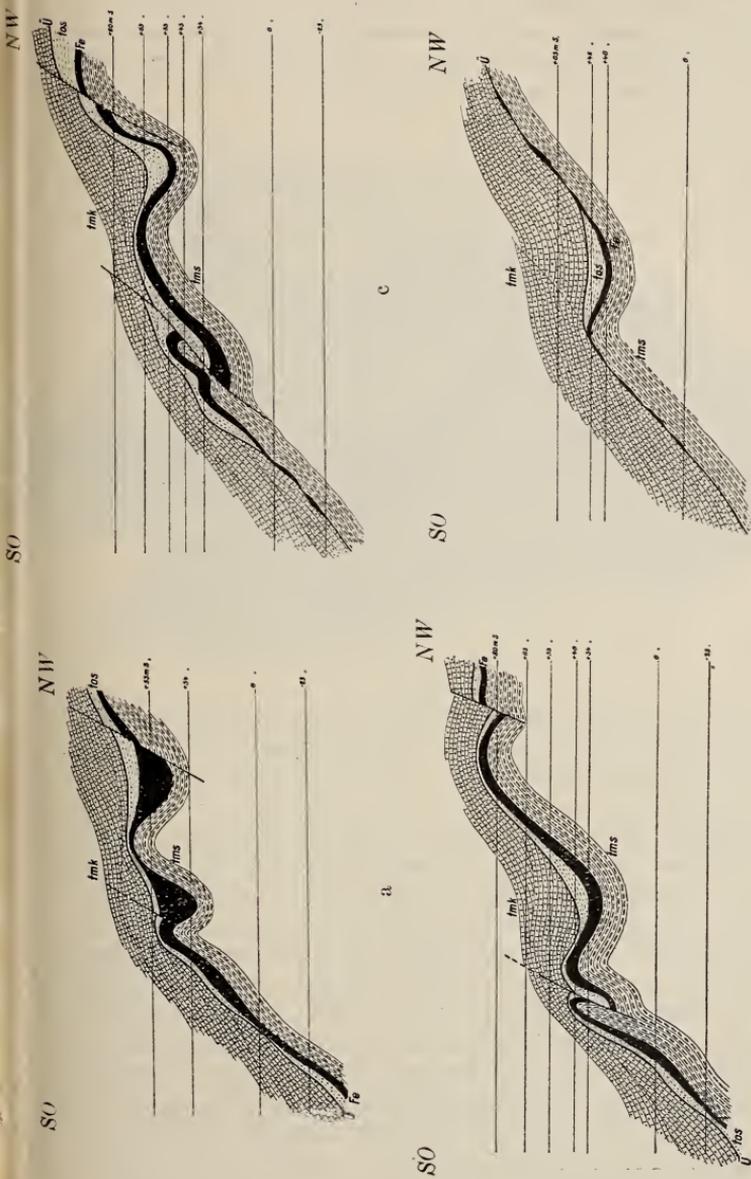


Fig. 5.

Vier Profile durch die Roteisenerzgrube Maria bei Leun.
(a, b, c und d in Abständen von 200 m von NO nach SW aufeinander folgend.)
fmk = Plattenkalk (Unt. Mitteldevon); *fms* = Schalstein (Ob. Mitteldevon); *fcs* = Roteiseneinlager (Ob. Mitteldevon);
foe = Schalstein (Oberdevon); *Ü* = Überschiebungsfäche.

Grauwackedecke des Weinberges, die rings von Oberdevon unterlagert wird, ist danach auch ein wurzelloser Schollenrest, ähnlich dem Mühlberge bei Bechlingen. Erwähnt sei noch, daß die übergreifende Lagerung der Grauwacke auf Ober-, Mittel- und Unterdevon noch mehrere Kilometer nach Süden an den Abhängen des Solmsbachtals zu verfolgen ist.

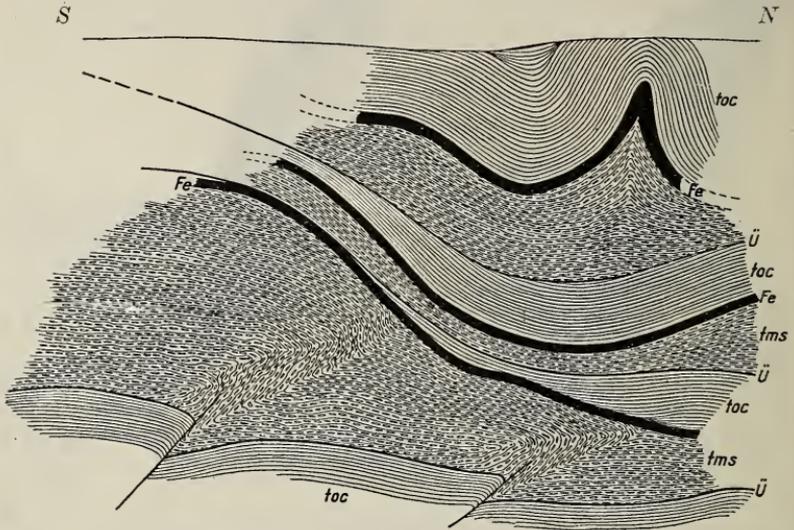


Fig. 6.

Profil durch den nördlichen Teil der Grube Fortuna bei Philippstein.

tms = Schalstein (Ob. Mitteldevon); *Fe* = Eisensteinlager (Ob. Mitteldevon);
toc = Cypridinschiefer (Oberdevon); *Ü* = Flache Überschiebungsfäche.

Endlich kommen wir zum verwickeltesten Teile des ganzen Gebietes, dem Oberdevonzuge zwischen Braunfels und Wetzlar. Wenn es mir auch heute nicht möglich ist, ein nur annäherndes Bild von den zahlreichen Überschiebungen und Decken zu geben, die hier zusammengedrängt sind, so seien wenigstens einige besondere Eigentümlichkeiten erwähnt. Vor 1½ Jahren setzte die KRUPPSche Bergverwaltung bei Alshausen einen Stollen an, der neben der Lösung einer Grube bei Nauborn zugleich den Zweck hatte, die auf seinem Wege liegenden Eisenerzzüge in der Tiefe anzufahren und für den Abbau zu lösen. Man ging von dem damals durchaus berechtigten Gesichtspunkte aus, daß die zahlreichen angeblichen Schalsteinaufbrüche mit dem Erzlager an der Grenze gegen das Oberdevon in die Tiefe setzen müßten. Jedoch der Stollen unterfuhr den

einen nach dem anderen dieser oberirdisch früher gebauten Lagerzüge, ohne auch nur eine Spur von Lager zu bekommen; er steht von Anfang an in fälschlich für untermitteldevonisch gehaltenen dunklen Oberdevonschiefern. Demnach sind die sämtlichen oberirdisch zu beobachtenden kleinen Lagerzüge schwimmende Schuppen auf Oberdevon, die nun je nach der Art der Überschiebung verschiedene Form zeigen können (Fig. 7). Ob diese zahlreichen Schollen einer einzigen großen Scholle ursprünglich angehört haben, oder ob sie auf lauter einzelne Schuppen zurückzuführen sind, muß heute noch dahingestellt bleiben; es ist sogar nicht von der Hand zu weisen, ob sie nicht vielleicht, wenigstens zum Teil, mit der mächtigen Grauwacke-decke von Süden her mitgerissene Fetzen darstellen.

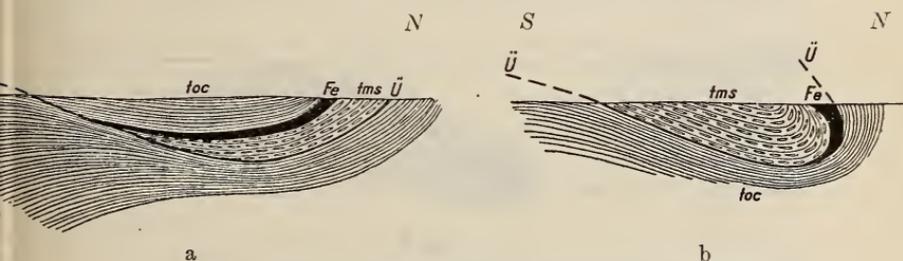


Fig. 7.

Idealprofile durch einige Mitteldevonschollen des Braunfels-Wetzlarer Oberdevonzuges.

tms = Schalstein (Ob. Mitteldevon); *Fe* = Eisensteinlager (Ob. Mitteldevon);
toc = Cypridinschiefer (Oberdevon); *Ü* = Überschiebungsfäche.

Bei der Eruierung dieser Möglichkeit mag zugleich auf zwei ganz beschränkte Unterdevonschollen bei Steindorf hingewiesen werden, die bei nur etwa 200 m Ausdehnung völlig in flachliegenden ungestörten Oberdevonschiefern zu ruhen scheinen: sie als Aufbrüche zu erklären, macht bei ihrer geringen Ausdehnung um so größere Schwierigkeiten, als von dem mächtigen Mitteldevon weder im Norden noch im Süden eine Spur erhalten geblieben ist.

Ganz kurz sei auch noch das durch RIEMANN¹⁾ in der Literatur bekannt gewordene Profil der Grube Amanda erwähnt, das seither immer als Idealprofil einer Roteisenerzgrube aus dem Lahntal angeführt wird. HOLZAPFEL²⁾ veröffentlicht von hier mehrere Profile, die ihm wegen der Klarheit der

¹⁾ Zeitschr. f. praktische Geol. 1894, S. 54.

²⁾ HOLZAPFEL a. a. O. S. 375.

Lagerungsverhältnisse besonders beweisend für seine Altersauffassung schienen; der hier im Liegenden des Erzlagers angegebene Untermitteldevonschiefer ist aber in Wirklichkeit oberdevonischer, teilweise typischer Cypridinschiefer, und der scheinbar so einfache Sattel fällt gleichfalls den Überschiebungen zum Opfer; der Schalstein ruht in ständig wechselnder Mächtigkeit mit einer unverkennbaren Reibungsmasse auf Oberdevon auf (Fig. 8).

Die sattelförmige Aufwölbung der Schubfläche möchte ich hier weniger einer Faltung zuschreiben, wie dies bei den Überschiebungen im westfälischen Carbon der Fall ist¹⁾, sondern auf Grund der neuesten Tiefbauaufschlüsse der Grube doch auf die Nähe des einen der genannten Unterdevonreste zurückführen,

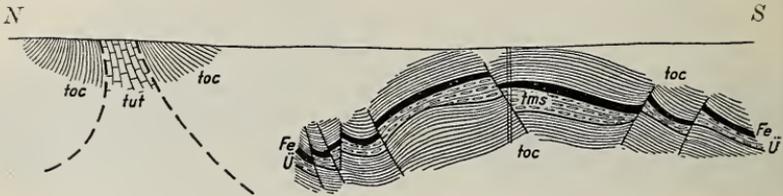


Fig. 8.

Profil durch die Grube Amanda bei Nauborn.

tut = Unterdevonische Quarzite; *tms* = Schalstein (Ob. Mitteldevon);
Fe = Eisensteinlager (Mitteldevon); *toc* = Cypridinschiefer (Oberdevon); *Ü* = Überschiebungsfäche.

in dessen Nähe die Baue bereits vorgedrungen sind. Liegt hier ein Aufbruch vor, so ist vielleicht die Aufwölbung der Überschiebung auf eine Stauung an jenem Aufbruch zurückzuführen.

Die bisherigen Ausführungen werden genügen, zu zeigen, wieviel Fragen uns der innere Aufbau der östlichen Lahnmulde stellt, und daß wir es hier mit Faltungserscheinungen im weiteren Sinne zu tun haben, die nicht ohne weiteres einen Vergleich mit verwandten Verhältnissen aus dem benachbarten Schiefergebirge gestatten. Die eigenartig wechselnde Beschaffenheit der Gesteine der Mulde zusammen mit der Nähe des Taunus mögen die Veranlassung sein, daß die gebirgsbildenden Kräfte hier ganz besonders intensiv gewirkt haben.

Während die Überschiebungen, wie wir sahen, in den meisten Fällen sehr flaches südöstliches Fallen besitzen, zeigen

¹⁾ Vergl. P. KRUSCH: Der Südrand des Beckens von Münster. J. d. Kgl. Geol. L.-A. 1908, H. 1, S. 71.

die sonstigen Störungen des Gebietes stets steiles bis seigeres Einfallen; ihr Verlauf in der grundrißlichen Darstellung der Karte ist daher in der Regel ein geradliniger. Es lassen sich folgende Gruppen nach ihrer generellen Richtung und ihrem relativen Alter zueinander unterscheiden:

2. Streichende Verwerfungen (SW—NO verlaufend),
3. Querverwerfungen (SO—NW verlaufend),
4. u. 5. S—N- und O—W- Störungen.

Die streichenden Verwerfungen — nicht im Sinne DENCKMANN'S, der darunter die Überschiebungsflächen der Kellerwaldschuppen versteht — sind ungefähr im Streichen der Schichten verlaufende Abbruchverwerfungen, die z. T. wahrscheinlich noch älter als die flachen Überschiebungen sind und vielleicht Einbrüche längs der Sattellinien des Gebirges darstellen. Sie sind naturgemäß am stärksten von den jüngeren Störungen zerstückelt und lassen sich daher nur an wenigen Stellen noch auf größere Erstreckung aus dem Kartenbilde herauslesen. Von den gleichfalls theoretisch im Streichen verlaufenden Überschiebungen unterscheiden sie sich durch das steile Einfallen und durch die umgekehrten Altersverhältnisse von Hangendem und Liegendem.

Am meisten beeinflussen äußerlich das Kartenbild die Querverwerfungen, die in großer Zahl die Schichtenzüge ungefähr senkrecht zum Streichen durchsetzen und in dieser Richtung eine Verschiebung der einzelnen Schollen verursacht haben. Wegen des kulissenartigen Absetzens einzelner Gesteinsbänder an diesen Störungen bezeichnet sie DENCKMANN im Kellerwald als Kulissenverwerfungen.

Einige Schwierigkeiten bereitet die Altersfrage der Querverwerfungen; während Faltung und Überschiebung eine unmittelbare Folgewirkung der spätkarbonischen Gebirgsbildung darstellen, läßt sich von den Querverwerfungen zunächst nur aussagen, daß sie die Überschiebungen durchsetzen und zerstückeln, also jünger als diese sein müssen, dagegen älter als die unter 4. und 5. noch näher zu berührenden Verwerfungen, denen tertiäres Alter zugeschrieben werden muß. DENCKMANN¹⁾ hält die Kulissenverwerfungen ebenso wie die Randverwerfungen des Kellerwaldes für tertiär (postoligocän), ohne freilich genauere Beweise hierfür anzugeben; auch E. KAYSER²⁾ ist auf Grund der Aufnahmen im Dillgebiete zu diesem Ergebnis gekommen und führt als Beweis eine Querverwerfung auf Bl. Herborn an, die

¹⁾ a. a. O., S. 18 ff.

²⁾ Erl. z. Spez.-Karte v. Preußen, Lieferung 101, Bl. Herborn. S. 43.

tertiäre Tone gegen Basalt und oberdevonischen Diabas verwerfen soll. Wie ich mich indessen an Ort und Stelle überzeugen konnte, ist die angenommene Störung in keiner Weise aus den Aufschlüssen herauszulesen. Nur eine größere Störung hat sich sicher durch die Aufnahme wie durch unterirdische Aufschlüsse im Tertiär des Westerwaldes nachweisen lassen; sie besitzt indessen ostwestlichen Verlauf und gehört daher zu unserer vierten Gruppe von Störungen.

Schon diese Tatsache gibt zu denken, daß nämlich von den zahllosen Querverwerfungen, die das Palaeozoicum durchsetzen — und nur ein kleiner Teil derselben kann im Kartenbilde zum Ausdruck gebracht werden, genauere Grubenaufschlüsse zeigen sie häufig in Abständen von wenigen Metern in ständiger Aufeinanderfolge — nicht eine einzige in dem Tertiär des Westerwaldplateaus nachzuweisen ist; und schließlich würde selbst der vereinzelte Nachweis einer solchen Störung im Tertiär als erneutes Aufreißen einer früheren Spalte zu erklären sein.

Es sind aber meiner Meinung nach auch Gründe vorhanden, die direkt für einen Zusammenhang der Verwerfungen mit der carbonischen Faltung sprechen. DENCKMANN folgert a. a. O. aus dem plötzlichen Auftreten und Verschwinden einzelner Gesteinselemente zwischen zwei Kulissenverwerfungen, daß es sich bei ihnen vorwiegend nur um Absinkungsverwerfungen handeln könne, denn nur durch das Absinken einzelner Kulissen sei die genannte Beobachtung hinreichend zu erklären. Dem möchte ich zweierlei entgegenhalten. Zunächst kommt es — allerdings speziell im Lahntale — häufig vor, daß in einer mächtigen, gegenüber dem Gebirgsdruck sehr nachgiebigen, plastischen Gesteinsmasse, beispielsweise Schalstein, kurze, schnell an- und abschwellende Linsen eines sehr kompakten und widerstandsfähigen Gesteinskörpers — sei es Diabas oder noch besser eine Riffkalklinse — eingebettet sind. Gerät jetzt ein solcher Schichtenkomplex unter ungleich wirkenden Faltendruck, so werden Seitenverschiebungen, die einen Spannungsausgleich herbeizuführen suchen, in der Regel an Punkten größten Widerstandsunterschiedes, also an den Ausläufern der Linsen, aufreißen, und die Folge ist, daß zwischen zwei Querverwerfungen häufig breite Kalkbänder erscheinen, nach deren Fortsetzung man in der Nachbarschaft vergeblich sucht.

Zweitens ist, ganz allgemein, hervorzuheben, daß in Gebieten ganz intensiver Überschiebungs- und Schuppenbildung das Verschwinden eines Gesteinsgliedes noch viel leichter er-

klärbar wird, wenn an der fraglichen Querverwerfung eine Seitenüberschiebung von Teilen einer noch in Bewegung befindlichen Überschiebungsscholle stattgefunden hat. Stellen wir uns mit anderen Worten vor, eine Scholle von Unterdevon beispielsweise wird auf obermitteldevonischen Schalstein geschoben: längs einer Querverwerfung reißt der stärker unter Tangentialdruck stehende Schollenteil ab und bewegt sich weiter vorwärts, etwa auf das dem Schalstein vorgelagerte Oberdevon, so ist das Verschwinden des Schalsteins in diesem Falle leicht verständlich; derartige Fälle lassen sich aus dem Aufnahmegebiete in großer Zahl anführen. Besonders charakteristisch ist in dieser Hinsicht auch das Verhalten des bereits gestreiften Niederbiel-Ablarer Unterdevonaufbruches; je nach der Intensität des Aufbruches in den einzelnen Schollen sind einzelne dem Aufbruch angehörende Schichtglieder mehr oder weniger unterdrückt. Nach Osten, also in der Richtung nach Ablar, zeigt jede einzelne zwischen zwei Querverwerfungen liegende Scholle den schrittweisen Übergang vom Faltenaufbruch zur flachen Überschiebung, so daß man hier ganz besonders nach einem Zusammenhange zwischen den Querverwerfungen und der faltenden Kraft sucht.

Auch die unterirdischen Aufschlüsse der Roteisenerzgruben geben uns einige wichtige Anhaltspunkte für die Natur der Querverwerfungen; wo dieselben freigelegt sind, — und das ist beiläufig recht häufig der Fall — und eine Bewegungsrichtung der angrenzenden Schollen in Form von Rutschstreifen erkennen lassen, besitzen diese stets mehr oder weniger horizontale Richtung. Selbst in dem Falle, daß eine Streifung in zwei Richtungen, einer horizontalen und einer vertikalen, zu beobachten ist, besteht noch die Möglichkeit, daß alte Seitenverschiebungen später wieder aufgerissen sind. Eine deutliche Sprache reden häufig auch die Schleppungen längs der Verwerfungen, die besonders in der Nähe der Roteisenerzlager durch einen breiten roten Besteg längs der Kluft und durch charakteristische, linsenförmige Verquetschungen des Lagers ausgezeichnet sind. Die Mitschleppung des Lagers längs der Verwerfung ist häufig so beträchtlich, daß der Lahnbergmann in den wenigsten Fällen überhaupt die Verwerfung als solche erkennt, sondern nur von einer Verdrückung oder Auslenkung spricht. Derartige Erscheinungen sind bei jüngeren Abbruchverwerfungen in den seltensten Fällen zu beobachten.

Die aufgeführten Tatsachen haben mich bewogen, den Querverwerfungen kein jungendliches Alter zuzuschreiben, sondern ihre Bildung in Zusammenhang mit der carbonischen Faltung

zu bringen, und es darf vielleicht noch hervorgehoben werden, daß sie diese Zusammengehörigkeit eigentlich schon äußerlich durch ihren Verlauf in der Richtung des angenommenen carbonischen Faltungsdruckes bezeugen; wie sollte dieses auffällige Zusammentreffen in der Tertiärzeit noch erklärbar sein, wo das Gebirge bereits bis auf die längst zur Ruhe gekommenen Wurzeln abgetragen war, und die OW- und NS-Störungen uns zur Genüge dokumentieren, wie unabhängig vom Faltungsdruck und der Streichrichtung des carbonischen Gebirges die Linien geworden sind, an denen sich das Gebirge in einzelne große Schollen auflöste. Ein erneutes Aufreißen einzelner Querverwerfungen während dieser tertiären Senkungsperiode soll damit keineswegs in Zweifel gestellt werden und hat gewiß auch in der Nähe des Gebirgsrandes in manchen Fällen stattgefunden.

Wir kommen zur vierten und fünften Gruppe von Störungen, den NS- und OW-Verwerfungen. Vorausgeschickt sei gleich, daß die angegebenen Richtungen nur ungefähr zutreffen; in der Regel läßt sich bei der ersten Gruppe ein Schwanken zwischen h. 0—2, bei der zweiten Gruppe zwischen h. 6—8 als gültig annehmen. Was zunächst das Verhalten der beiden Störungsgruppen zueinander betrifft, so glaubte ich anfänglich annehmen zu müssen, daß die NS-Verwerfungen jünger als die OW gerichteten seien, da letztere in einem Falle von einer NS-Verwerfung verworfen werden. Es hat sich indessen im weiteren Verlaufe der Aufnahmen gezeigt, daß beide ungefähr gleichaltrig sein müssen; denn bald setzt eine NS- an einer OW-Störung ab, bald umgekehrt, und die Wirkung ist bei Kreuzung beider Systeme in der Regel, daß sie sich gegenseitig paralysieren; betrachtet man unter diesem Gesichtspunkte beispielsweise das Bild von Bl. Braunfels, so zeigt sich, daß unter dem Einflusse der beiden Störungssysteme das ganze Gebiet in mehr oder weniger rechtwinklige Schollen zerlegt ist, die längs der Störungen ungleichförmig abgesunken sind.

Für ihre absolute Altersbestimmung ist es von Wichtigkeit, daß sie zum Teil in auffälliger Nähe der vereinzelt, über das östliche Lahnggebiet verstreuten Basaltkuppen, den letzten Ausläufern des Westerwaldes, durchsetzen, ja diese sogar in einigen Fällen unzweifelhaft schneiden. Besonders deutlich ist dies bei einer OW-Verwerfung, die durch das obere Mühlental läuft und in der unmittelbaren Nachbarschaft der reihenförmig angeordneten Basaltkuppen der Bieler-, Leuner- und Dianaburg und einer kleineren unbenannten Basaltkuppe durchsetzt, desgleichen bei mehreren NS-Störungen, so bei der Wetzbahtalspalte und einer NS-Störung westlich Nieder-

biel, die sogar zur Entdeckung eines kleinen, bisher noch nicht bekannten Basaltganges mitten im Walde führte.

Nicht unerwähnt möchte ich lassen, daß in den Bauen der Grube Philippswonne bei Wetzlar eine OW-Störung angefahren ist, auf der ständig ein ziemlich starker Säuerling auftritt, und daß Lotz¹⁾ geneigt ist, auch die zahlreichen in der Umgebung von Löhnberg austretenden Säuerlinge (Viktoria-sprudel, Gertrudisbrunnen, Selterser Mineralquelle usw.) dem Auftreten von NS-Störungen zuzuschreiben. Fehlen auch hier bislang noch sichere Anhaltspunkte, so ist es immerhin bezeichnend, daß auf einer Grube zwischen den genannten Sauerquellen im Lahntale und dem Westerwaldplateau (Grube Viktor) längs zweier OW-Verwerfungen sämtliche Gesteine, vor allem die sonst äußerst widerstandsfähigen grobkörnigen Diabase des Oberdevon, zu einer völlig plastischen weißen Tonmasse zersetzt sind, eine Wirkung, wie sie in ganz ähnlicher Weise der Säuerling der Grube Philippswonne auf die dortigen Diabase und Schalsteine ausgeübt hat.

Es läßt sich somit der unmittelbare Zusammenhang der OW- bzw. NS-Verwerfungen des östlichen Lahngebietes mit den Säuerlingen des Lahntales sowie gewissen Basaltvorkommnissen des östlichen Westerwaldes nicht leugnen, und wir gehen wohl nicht fehl, wenn wir das Alter jener Störungen in die Zeit vor Bildung des Westerwaldtertiärs, also in das Untere Miocän oder Oligocän verlegen, und wenn wir weiterhin die Basaltausbrüche des Westerwaldes, wenn auch zunächst nur z. T., als eine Folge der großen Scholleneinbrüche des östlichen Lahngebietes ansehen.

Den zuletzt behandelten Störungen, insbesondere den NS-Störungen, kommt indessen noch eine weitere Bedeutung zu. Während die OW-Störungen ein mehr oder weniger regelmäßiges Absinken nach dem Lahntale verursacht haben — vielleicht ist auf ihre Einwirkung die Entstehung der auffällig breiten Talwanne zwischen Gießen und Braunfels zurückzuführen —, haben die bisher bekannt gewordenen NS-Störungen ausschließlich ein staffelförmiges Absinken der Schollen nach Osten, also nach der Wetterau veranlaßt; wenn der Betrag dieser Absinkung auf Bl. Braunfels und östlich von Wetzlar auch nicht groß ist, so haben wir doch in ihnen schon die Vorläufer der großen östlichen Randbrüche des Gebirges zu sehen. Außerdem üben sie aber einen wichtigen Einfluß auf die Gestaltung der östlichen Lahnmulde aus. Ich muß dazu

¹⁾ Nach mündlicher Mitteilung.

noch nachtragen, daß das Mittel- und Oberdevon der Mulde von Süden her flach überlagert wird von Unterdevon, das freilich seinerseits meist von Grauwacke verhüllt wird; da nun die einzelnen NS-Verwerfungen (die Wetzachtalspalte, die Garbenheimer Störung, die Himbergspalte und Fellinghäuser Spalte) ein staffelförmiges Absinken jeweils des östlichen Teiles bewirkt haben, springt das hangendste Schichtenglied, also das Unterdevon, an jeder Störung kulissenartig nach Norden vor, und die Folge ist, daß die mittel- und oberdevonische Lahnmulde am Ostrande des Gebirges von Unterdevon umrahmt wird, anstatt daß, wie man annehmen sollte, am Abbruche des Gebirges gerade die jüngsten devonischen Schichtenglieder auftreten.

Ehe wir unsere Betrachtung abschließen, möchte ich noch in aller Kürze die wichtigsten Resultate, die in der weiteren Nachbarschaft, speziell durch DENCKMANN'S grundlegende Untersuchungen im Kellerwalde¹⁾ und ganz neuerdings im Siegerlande²⁾, erzielt sind, streifen. Die tektonischen Verhältnisse des Kellerwaldes wurden bereits mehrfach gestreift; schon ein kurzer Vergleich der Kellerwaldkarte mit den besprochenen Aufnahmen im Lahntale zeigt, daß DENCKMANN'S streichende Verwerfungen, die Schöpfer der von ihm beschriebenen interessanten Schuppenstruktur der Ense bei Wildungen, mit unseren flachen Überschiebungen im Lahntal zu parallelisieren sind, die Kulissenverwerfungen mit unseren Querverwerfungen, endlich die großen in NS-Richtung verlaufenden Randverwerfungen des Kellerwaldes, auf denen nach DENCKMANN'S Untersuchungen fast sämtliche Säuerlinge der Umgebung von Wildungen auftreten, mit den gleichfalls mit Säuerlingen und basaltischem Tertiär in engster Beziehung stehenden OW- und insbesondere NS-Verwerfungen des Lahntales.

Fast noch auffälliger sind die Analogien mit der Tektonik des Siegerlandes; sehen wir von den dort nachgewiesenen prä-carbonischen Störungen ab, so decken sich hier zunächst die Siegerländer Deckelklüfte (Überschiebungen) und Seitenverschiebungen — beide durch Faltung hervorgerufen — mit den flachen Überschiebungen und Querverwerfungen des Lahntales, während von den jüngeren Störungen des Siegerlandes vielleicht die OW- und NS-Verwerfungen eine Parallele mit den jungen Störungen des Lahntales gestatten; hinzu kommt, daß

¹⁾ 1894 S. 15 ff. — 1901 S. 70 ff.

²⁾ Die Überschiebung des alten Unterdevon im Siegerlande zwischen Siegburg a. d. Sieg und Bielstein im Kreise Olpe. KOENEN-Festschrift S. 263 ff.

nach DENCKMANN ein direkter Zusammenhang der NS-Verwerfungen und der durch sie geschaffenen Grabeneinbrüche mit den vulkanischen Bildungen des Rheintales und des Westerwaldes als sicher anzunehmen ist.

Interessante Vergleichsversuche ergeben sich auch aus den jüngsten Veröffentlichungen von KRUSCH¹⁾ über die Tektonik des westfälischen Palaeozoicums; auch die Querverwerfungen des westfälischen Carbon sind danach paläozoischen Alters, und es verdient hervorgehoben zu werden, daß es KRUSCH gelungen ist, gelegentlich unzweifelhafte Seitenverschiebungen nachzuweisen, wenn auch dort infolge der viel geringeren Faltungsintensität vornehmlich ein Absinken der Schollen stattgefunden hat.

Darauf sprach Herr GAGEL über die Trias von Lüneburg und legte eine Anzahl von Bohrkernen vor.

Das Urteil über die Altersstellung der Gipsmassen, die bei Lüneburg — früher in weit ausgedehnterem Maße als jetzt — der Beobachtung zugänglich waren bzw. noch sind, hat sehr geschwankt. Zuerst mit dem Thüringischen Zechstein parallelisiert, dann von VOLGER auf Grund von mehrfachen Funden von *Myophoria pes anseris* und *Acrodus Gaillardoti*, die in ihrer unmittelbaren Nachbarschaft gemacht wurden, zum Muschelkalk gestellt, sind sie zwischen diesen beiden Horizonten andauernd hin und her geschoben. ROTH war — allerdings mit der Betonung, daß die letzten Zweifel nicht gehoben wären — geneigt, sie beim Mittleren Muschelkalk zu lassen, LEPSIUS brachte sie wieder ins Perm, DAMES hat kategorisch dagegen protestiert, und MÜLLER hat sie wieder ins Perm gestellt.

Durch die Ergebnisse der von der Saline und von einer Bohrgesellschaft veranstalteten Tiefbohrungen ist nun endlich die Tektonik und Stratigraphie der Lüneburger Umgebung sichergestellt, und dabei hat es sich gezeigt, daß — wie gewöhnlich bei solchen Polemiken — beide Ansichten richtig waren.

Die jetzt noch sichtbaren mächtigen Gips- und Anhydritmassen von Kalkberg und Schiltstein sind tatsächlich Perm — die MÜLLERSche Diagnose hat sich durch eine Tiefbohrung im Schiltstein glänzend bestätigt. Es ist dort unter bituminösem Plattendolomit typischer, strahlig-körniger Hauptanhydrit des oberen Zechsteins bis zu 260 m Tiefe vorhanden (bei etwa

¹⁾ A. a. O. S. 69.

70—80° Einfallen), und es ist ebenso wohl kaum zu bezweifeln, daß der mächtige Gips des Kalkberges mit seinen Rauhdecken, Aschen usw., wie MÜLLER annahm, zum Mittleren Zechstein gehört.

Die 5 neuen Tiefbohrungen haben nun zwar nachgewiesen, daß außer dem Zechsteingips noch erhebliche Gips- und Anhydritbänke im Röth und im Mittleren Muschelkalk vorkommen (die Gipsknauern im Mittleren Keuper kommen als Vergleich nicht in Betracht); aber diese Triasgipse sind längst nicht so mächtig und petrographisch ganz anders beschaffen als die Zechsteingipse. Sie sind aber sicher vorhanden, unter sehr gestörten Lagerungsverhältnissen, und es erscheint sicher, daß die früher von SENFT, VOLGER, ROTH beobachteten Gipse am großen und kleinen Grahlwall und in deren Umgebung, die jetzt ganz verschüttet sind, zur Trias — zum Mittleren Muschelkalk — gehört haben. Die Angaben von VOLGER und ROTH sind derartig genau und bestimmt, und die Schichten, die in unmittelbarer Umgebung dieser Gipsmassen auftreten, stimmen so gar nicht zum Zechstein, daß man diese Angaben nicht, wie MÜLLER es getan hat, einfach unter den Tisch fallen lassen und auf der Karte unberücksichtigt lassen kann.

Die wichtigsten Ergebnisse der Tiefbohrungen sind nun folgende.

Erstlich ist die ganze Trias bis tief ins Röth hinein ziemlich lückenlos vorhanden mit 3 Gipshorizonten im Röth, im Mittleren Muschelkalk und im Keuper.

Zweitens ist der Muschelkalk in sehr vollständiger und auffallend mächtiger Entwicklung vorhanden.

Diese Entwicklung des Muschelkalks stimmt im Wellenkalk und in der Anhydritgruppe sehr weitgehend überein mit der in Thüringen und Süddeutschland; es haben sich sämtliche charakteristischen Bänke dieser Gebiete nachweisen lassen: Untere glaukonitische Konglomeratbank dicht über der Röthgrenze, typischer Wellenkalk, die Cölestinbänke, die Oolithbänke, Bänke mit dem charakteristischen muscheligen Bruch, Bank mit *Benekeia Buchi*, die Terebratelbänke, die Schaumkalkbänke und die in der Schaumkalkzone liegenden massigen Dolomite, die *Orbicularis*-Schichten usw., sowie einzelne sehr charakteristische Bänke mit primären Anhydritknauern, die — ebenso wie andere sehr eigentümliche Kalkbänke — bei der Verwitterung aller Wahrscheinlichkeit nach intensiv gelbe Kalke liefern würden.

Im Mittleren Muschelkalk sind außer den mächtigen, plattigen und massigen Dolomiten und den plattigen Gips- bzw.

Anhydritschichten sowie „Pegmatitanhydrit“-ähnlichen Verwachsungen sehr auffallende matt- bis hellrote Mergelschiefer vorhanden, die aus Mitteldeutschland bisher nicht bekannt waren, aber ihre Analoga im südwestdeutschen und westdeutschen Mittleren Muschelkalk zu haben scheinen. Außerdem treten im Mittleren Muschelkalk mehrfach fossilführende Bänke (Zweischalerschichten und Bonebeds) auf.

Dagegen ist der Obere Muschelkalk erheblich anders und **sehr viel mächtiger** ausgebildet als in Mitteldeutschland; er enthält an der Basis eine Anzahl mächtiger, vollständig dolomitisierter Lumachellebänke, die dem Trochitenkalk entsprechen müssen, und darüber **sehr** mächtige tonigkalkige Schichten, die — oben von reinen, festen Kalkbänken abgeschlossen — den Nodosenschichten entsprechen.

Dann erst folgen die bekannten, viel umstrittenen glaukonitischen *Pes anseris*-Kalke usw., die schon zum Kohlenkeuper gestellt werden (Äquivalente der *Trigonodus*-Dolomite), dann die übrige Lettenkohle und endlich recht mächtiger Gipskeuper in der schon bekannten Entwicklung.

Die Bohrungen haben weiter gezeigt, daß die ganze Schichtenfolge, abgesehen von den allertiefsten Schichten der Bohrung III, steil bzw. sehr steil aufgerichtet und stark gestört ist, besonders in der Gegend zwischen den Äquivalenten der Trochitenkalke und den Terebratelbänken, und daß hier zweifellos zahlreiche Überschiebungen vorhanden sind; eine ganze Anzahl sehr charakteristischer und unverkennbarer Schichten bzw. Schichtpakete wiederholt sich immer wieder, so die Glaukonit-Konglomeratbank von der Basis des Muschelkalks, die eine ganz unverkennbare Terebratelbank (2 cm starke Lumachellebank, deren Bivalvenschalen aufgelöst und durch Steinsalz ersetzt sind, mit zahlreichen, mit Schale erhaltenen Exemplaren von *Coenothyris vulgaris*!), die oben erwähnten Bänke mit primären Anhydritknaurn, die roten Mergelschiefer des Mittleren Muschelkalks usw., und es erscheint zweifellos, daß diese Zone intensivster Zerrüttung in der Leichtlöslichkeit bzw. Plastizität der Gesteine des Mittleren Muschelkalks ihre Begründung findet (vgl. die Untersuchung von RINNE: N. Jahrb. Min. 1907); Oberer Muschelkalk und Wellenkalk sind zwar aufgerichtet, aber nicht derartig zerrüttet mit so steilem und ständig wechselndem Fallwinkel bis zur Seigerstellung.

Diese Trias mit ihren so außerordentlich zerrütteten und überschobenen Gesteinen ist es nun, die im wesentlichen den Untergrund von Lüneburg bildet; durch kleinere Bohrungen innerhalb der Stadt, die zur Erkundung der Sicherheit des

Baugrundes fiskalischer Gebäude und bei der Saline heruntergebracht sind, sind in z. T. ganz geringer Tiefe unter Diluvium unzweifelhafte Dolomite, Kalkmergel und Gipse des Mittleren Muschelkalks gefunden; die alten, von ROTH (diese Zeitschr. Bd. V, 1853, S. 359 ff.) mitgeteilten Bohrprofile aus der Umgebung und vom Hofe der Saline: rote Mergel, blaue Letten, Gipsbänke, stimmen nach unsern jetzigen Erfahrungen sehr gut zum Mittleren Muschelkalk, aber gar nicht zum Perm. Nur die beiden Stöcke der mächtigen Zechsteingipse stoßen als Horste durch die Trias hindurch, und schon die verkehrte Lagerung des oberen Zechsteinanhydrits (Hauptanhydrit, 70 bis 80° fallend) des Schiltsteins, der, von unter 40° fallendem Kohlenkeuper überlagert (nach VOLGER und ROTH!), unter den Mittleren Zechstein des Kalkbergs einfällt, zeigt die riesigen Störungen und Überschiebungen, die hier stattgefunden haben. Die jetzt nicht mehr beobachtbaren Gipse am großen und kleinen Grahlwall, am Windberg usw. müssen nach den Begleitschichten ebenfalls zum Mittleren Muschelkalk gehört haben, nicht zum Röth, wie sich an einer ganz kleinen, erhaltenen Probe der hellroten Mergelschiefer feststellen läßt.

Über die Mächtigkeiten der einzelnen Horizonte läßt sich bei dieser intensiven Zerrüttung der Schichtenfolge und den zahlreichen nachgewiesenen Überschiebungen vielfach nichts Genaues aussagen; immerhin kann man aus Fallwinkel usw. der am wenigsten gestörten Partien annähernd die Minimalmächtigkeiten berechnen, die weit über das vermutbare Maß der Triasentwicklung in diesem Gebiet hinausgehen.

Diese Berechnung ergibt folgende annähernde Resultate (unter Außerachtlassung der nachweisbaren Überschiebungszonen).

Tiefbohrung I (angesetzt unter den im Liegenden der *Pes anseris*-Kalke befindlichen *Nodosus*-Kalken).

Tonige Nodosenschichten in toniger Facies noch . . .	47—53 m	} 80 bis 95 m
Trochitenkalkäquivalente (dolomitisierte Lumachellen) . . .	28 -	
(eventuell bei Zurechnung zweifelhafter Gesteine an der Basis)	42 -)	
Mittlerer Muschelkalk (nur teilweise bekannt) mindestens	100 -	
eventuell	115 -	
Zerrüttungszone — — — — —	— — — — —	
Schaumkalkzone	5—8 -	} 70—75 m
Oberer Wellenkalk	10 -	
Terebratelzone	5 -	
Wellenkalk	10 -	
Oolithzone	? > 1 -	
Unterster Wellenkalk mit Cölestin führenden Bänken	30—40 -	
Glaukonit-Konglomeratbank	0,5 -	
Unterster Wellenkalk	5 -	
Röth (blaurote Dolomitmergel)	?	

Tiefbohrung II. Mittlerer Muschelkalk fehlt.

<i>Orbicularis</i> -Schichten?	9—10 m	} etwa 102 m
Schaumkalkzone	über 5 -	
Wellenkalk	14 -	
Terebratelzone	etwa 10 -	
Wellenkalk	30 -	
Oolithzone	? 4 -	
Unterer Wellenkalk	4,5 -	
Bank mit <i>Benekeia Buchi</i>		
Unterer Wellenkalk mit Cölestin führenden Bänken	21 -	
Glaukonitbank	0,5 -	
Röth: Blutrote, grün gestreifte Dolomitmergel, Mergeltone, plattige Dolomite und Anhydrit sowie unvollständig bekannte Gesteine über 19 m	50 -	}
(Störung ?)		
Myophorienschichten?	4,25 -	
Röth wie oben	19 -	
Unterer Röth	> 5 -	
Unbekannte Schichten des Röth	? > 2,50 -	
Arhydrit und grauer Ton	4 -	

Tiefbohrung III.

Gipskeuper	etwa 50 m	} etwa 102 m
Kohlenkeuper	noch 11—12 -	
Verwerfung	— — — — —	
Unterer Kohlenkeuper, <i>Pes anseris</i> -Kalke und Nodosenschichten fehlen	— — — — —	
Trochitenkalkäquivalente (Dolomitisierte Lumachellen)	32 -	
Mittlerer Muschelkalk (scheinbar 232 m! bei sehr steilem und stark wechselndem Fallen! Gesteine nur teilweise bekannt)	? -	
Zerrüttungszone		
Oberer Wellenkalk (ohne Schaumkalkbänke!)	? -	
Terebratelzone	10,5 m	
Wellenkalk	48 -	
Oolithbänke	? 2 -	
Wellenkalk mit Cölestin führenden Bänken	36 -	
Glaukonit-Konglomeratbänke	2 -	
Unterer Wellenkalk	4 -	
Röth: blutrote, grüngestreifte Dolomitmergel, Mergeltone, plattiger Dolomit, plattiger Anhydrit, steil gestellt	115 -	}
Unvollständig bekannte Gesteine des Röths	? 330 -	
Unterer Röth: horizontalliegende Anhydrite und grüngestreifte, blutrote Dolomitmergel, bröckelig	> 20 -	

Königshall I

Diluvium	0—14 m
Kreide (Senon-Cenoman, z. T. steil stehend, brecciös und stark vergipst)	14—294 -
Verwerfung!	— — — — —
Mittlerer Muschelkalk scheinbar 380 m! (bei 70 bis 90° Fallen mit Störungszone [dislozierte typische Terebratelbank]) also etwa	125 -
Unterer Muschelkalk bis zur Schaumkalkzone	? 20 -

Aus dieser Bohrung stammen die ohne Teufenangabe im Lüneburger Museum liegenden Kerne von wasserklarem, grobkrystallinem, grauem und rotem Steinsalz mit eingelagerten Tonschichten, blauen Lettenbänken, Anhydritschnüren sowie Schichten von roten, tonigen Sandsteinen und blauen sandigen Letten, die 30—90° Fallwinkel zeigen, ebenso wie die mattroten Mergelschiefer, die plattigen Dolomite, plattigen Anhydrite und die nach Art des Pegmatitanhydrits mit grobkrystallinem Salz durchwachsenen massigen Anhydrite.

Die Vergleichung der einzelnen Zahlen zeigt, daß keine einzige Bohrung vollständig ist, sondern überall mehr oder minder erhebliche durch Tektonik entstandene Lücken der Schichtenfolge aufweist.

Die letzte Tiefbohrung Königshall II hat bis zu 595 m Tiefe nur steilstehende, z. T. brecciöse und ganz merkwürdig vergipste bzw. durch sekundäre Anhydriteinlagerungen veränderte Kreide ergeben — bis zum Cenoman durch Leitfossilien belegt —, und ist durch diese beweisbaren sekundären Veränderungen wichtig für die Erklärung gewisser Erscheinungen der Triasgesteine.

Die genaueren und ausführlicheren Angaben über die Tiefbohrungen werden demnächst an anderer Stelle veröffentlicht werden.

An der Diskussion beteiligen sich die Herren: BEYSCHLAG, ZIMMERMANN, HAARMANN, BLANCKENHORN, BÄRTLING und der Vortragende.

Herr R. BÄRTLING wies in der Diskussion über den Vortrag des Herrn GAGEL darauf hin, daß blaßrot gefärbte Schichten auch im Muschelkalk an der holländisch-deutschen Grenze auftreten. Diese rotgefärbten Schichten stimmen recht gut mit den von Herrn GAGEL vorgelegten Stücken überein, weichen aber erheblich von den roten Letten des Röths ab. Sie fanden sich in besonders guter Ausbildung in einem Schurfschacht im „Vossenveldt“ bei Winterswijk, treten aber auch beim Gute Schulte-Hessing nördlich von Öding diesseits der Grenze auf. Die Zugehörigkeit zum Muschelkalk ist durch Versteinerungen sicher festgelegt; sie dürften hier aber wohl eher den obersten Horizonten des Wellenkalks als dem Mittleren Muschelkalk angehören. An den anderen Triasfundorten dieses Gebiets sind ähnliche mattrote Schichten nicht nachgewiesen. Da die Aufschlüsse im Unteren Muschelkalk von Lünten und dem Wellenkalk der Haarmühle bei Alstätte sowie die Bohrungen Vreden und Eibergen in den entsprechenden Horizonten diese roten

Mergel nicht führen, so könnte man wohl annehmen, daß es sich nur um lokale Erscheinungen handelt; unsere Kenntnis des Profils der mittleren und oberen Trias dieser Gegend ist aber noch recht lückenhaft.

Herr **ZIMMERMANN** hat nachträglich noch die roten Mergel des Mittleren Muschelkalks aus den Lüneburger Bohrungen besichtigt und sich von ihrer Verschiedenheit von den roten Gesteinen des Rötts überzeugt. Ja er kann sogar noch ein neues Vorkommen roter Mergel im Mittleren Muschelkalk Norddeutschlands anführen, das er selbst festgestellt hat. In der Bohrung Carlsglück II bei Groß-Förste (zwischen Hannover und Hildesheim) war unter der regelrechten Folge der jüngeren Trias in 579 m Tiefe das Salz des Mittleren Muschelkalks getroffen, so daß keine Aussicht war, in praktisch noch brauchbarer Tiefe das Zechsteinkalisalz zu finden. Als man trotzdem weiterbohrte, stellte sich bei 599 m gelegentlich rotes Fasersalz und bei 673 m grüngraues und violettes Gestein ein, so daß man an eine Verwerfung denken konnte, die vielleicht den Röt oder gar Zechstein herangebracht hätte, und belebte die Hoffnung von neuem, bis die Auffindung von doppelschaligen *Myophoria orbicularis* bei 677 m, von Schaumkalk, Wellenkalk und (bei 718 m) von einem harten, trotz fehlender Terebrateln wohl als *Terebratula*-Kalk zu bezeichnenden Kalk, bei durchgängiger Schichtenkonkordanz den Beweis lieferte, daß die roten (bzw. violetten) Schichten in der Tat nur ein — allerdings ungewöhnliches — Zwischenglied des Mittleren Muschelkalks waren.

Es möge hier das betreffende Stück des Schichtverzeichnisses der Bohrung Carlsglück II folgen.

Meter	
517 — 527	Trochitenkalk, z. T. erfüllt von Trochiten des <i>Encrinus liliiformis</i> und reich an <i>Lima striata</i> .
527 — 531	Massige oder knollige krystalline Kalke.
531 — 536	Dolomit, graugelb, eben- und dünnplattig.
536 — 549	Mergel, dunkelgrau, eben- und dünnschiefrig, z. T. salztonartig.
549 — 579	Anhydritisch gebänderte Letten und Dolomitmergel und mergelstreifige Anhydrite.
579 — 599	Steinsalz, weiß und grau.
599 — 619	Salzton, grau, anhydritisch, z. T. mit rötlichem Fasersalz.
619 — 660,1	Steinsalz, ziemlich rein.
660,1 — 668	Anhydrit mit Salz durchsetzt.
668 — 673	Schieferton, schwarzgrau, dünnblättrig, u. dünngeschichteter Dolomitmergel.
673 — 677	Grüngrauer, blättrig dünngeschichteter Anhydritmergel und ebensolcher, aber stumpfvioletter bis rötlichgrauer Ton bis Anhydritmergel mit rotem Fasersalz.

Meter
677 — 680,3 Dolomitmergel, grau, sehr dünnstiefrig mit *Myophoria orbicularis*.
680,3 — 681,2 Schaumkalk, voll zerbrochener Muschelschalen.

Übrigens ist auch der nun nach unten folgende „Obere Wellenkalk“ nur in einigen Schichten kalkig, flaserig und grau, in vielen anderen aber tonmergelig, selbst anhydritführend, ebenschichtig und mit auffälligem Stich in grüne Farben, also ebenfalls ungewöhnlich ausgebildet, dem Mittleren Muschelkalk und überhaupt einer „Salzformation“ ähnlich. — Mit der als *Terebratula*-Kalk gedeuteten Bank bei 718,74 m Tiefe ward die Bohrung eingestellt.

Bemerkenswert ist übrigens die ganz gegen alle sonstige Erfahrung hohe Mächtigkeit (gegen 90 m) des Muschelkalksalzes hier, sowie der Umstand, daß Nachbarbohrungen, die den Mittleren Muschelkalk durchteuft haben, die Rotfärbung nicht gezeigt haben, vielleicht mit Ausnahme der Bohrung Mörse I bei Fallersleben, wo die Horizontbestimmung aber nicht genügend gesichert ist.

Sodann erklärt der Vorsitzende die Wahlhandlung für geschlossen und verkündet das Ergebnis der Wahl:

Es sind 185 Wahlzettel abgegeben, davon 4 ungültige.

1. Wahl des Vorsitzenden:

Es erhielt Herr RAUFF 181 Stimmen. — Gewählt Herr RAUFF.

2. Wahl der stellvertretenden Vorsitzenden:

Es erhielten Stimmen die Herren SCHEIBE 181, BEYSCHLAG 175, PENCK 2, KEILHACK 1, DATHE 1; ungültig 1 Stimme. — Gewählt die Herren SCHEIBE und BEYSCHLAG.

3. Wahl der Schriftführer:

Es erhielten Stimmen die Herren KRUSCH 177, KRAUSE 177, BLANCKENHORN 175, BELOWSKY 174, JANENSCH und SOLGER je 3, BÄRTLING und SCHUCHT je 2, WAHNSCHAFFE, J. BÖHM, WEISSERMEL, FINCKH, ZIMMERMANN, ZACHE, BERG und WUNSTORF je 1; ungültig 1 Stimme. — Gewählt die Herren KRUSCH, KRAUSE, BLANCKENHORN und BELOWSKY.

4. Wahl des Schatzmeisters:

Es erhielten Stimmen die Herren ZIMMERMANN 177, MICHAEL 2, KEILHACK und OPPENHEIM je 1 Stimme. — Gewählt Herr ZIMMERMANN.

5. Wahl des Archivars:

Es erhielten Stimmen die Herren EBERDT 176, KRUSCH, JENTZSCH, BEYSchLAG und ERDMANNSDÖRFFER je 1 Stimme. — Gewählt Herr EBERDT.

6. Wahl des Beirats:

Es erhielten Stimmen die Herren CREDNER 176, C. SCHMIDT 175, POMPECKJ 174, DEECKE 174, UHLIG 172, WICHMANN 168, GOTTSCHKE und KALKOWSKY je 4, FRECH, HOLZAPFEL, KOKEN und JÄKEL je 3, PAULCKE, SAUER, KAISER, SALOMON, HEIM, v. KOENEN und BERGEAT je 2, G. BOEHM, KEILHACK, RinNE, STILLE, BECK, KOLBECK, BECKE, TORNUST, VOLZ, KLOCKMANN, MOLENGRAAF und GRÖNWALL je 1; ungültig 1 Stimme. — Gewählt die Herren CREDNER, C. SCHMIDT, POMPECKJ, DEECKE, UHLIG und WICHMANN.

Demnach setzt sich der Vorstand für das Jahr 1909 zusammen aus:

- | | |
|---------------------------------|---------------------------------------|
| Herrn RAUFF als Vorsitzenden, | |
| - SCHEIBE | } als stellvertretenden Vorsitzenden, |
| - BEYSchLAG | |
| - KRUSCH | } als Schriftführern, |
| - KRAUSE | |
| - BLANCKENHORN | |
| - BELOWSKY | |
| - ZIMMERMANN als Schatzmeister, | |
| - EBERDT als Archivar. | |

Der Beirat für 1909 aus den Herren: CREDNER, C. SCHMIDT (Basel), POMPECKJ, DEECKE, UHLIG und WICHMANN.

Dann sprach Herr **W. KOERT** über *Pecten Vasseli* **Fuchs bei Tanga in Deutschostafrika und das Alter der dortigen „jungen Deckschichten und jungen Küstenbildungen.“**

Im Jahre 1902 hatte ich als Geologe des Gouvernements von Deutsch-Ostafrika für die Frage der Wasserversorgung von Tanga mich eingehender mit der Geologie der „jungen Deckschichten und jungen Küstenbildungen“ zu beschäftigen, welche **BORNHARDT** (Zur Oberflächengestaltung und Geologie D.-Ostafrikas) auf Karte VIII für die nähere Umgebung von Tanga angiebt. Auf Seite 426 seines Werkes erwähnt **BORNHARDT**, daß in diesen Schichten auch ein 16 m tiefer Brunnen neben der Eisenbahn-Reparaturwerkstatt stände, der als Tiefstes fossilreiche mürbe Kalke mit nur rezenten Formen (nach **W. WOLFFS** Untersuchungen) angetroffen habe. Endlich rechnet **BORNHARDT** noch, „rezente Korallenkalk“, die auf den längs der Küste verteilten kleinen Inseln und Riffen bis zu 20 m über den heutigen Seespiegel aufragen, hierher. Nebenbei bemerkt dürfte der Ausdruck „rezente Korallenkalk“ für derartige Kalke deshalb nicht ganz treffend sein, weil man unter solcher Bezeichnung zunächst doch wohl den sich jetzt noch im dortigen Ozean bildenden Riffkalk versteht, besser wäre die übrigens an anderer Stelle (S. 470) von **BORNHARDT** für diese Bildungen angewandte Bezeichnung „subrezent“ gewesen. Jedenfalls muß man der Darstellung des genannten Autors entnehmen, daß er die „jungen Deckschichten und jungen Küstenbildungen“ für jünger ansieht als seine Mikindanischichten, welche er (S. 469) eher zum Quartär als zum jüngsten Tertiär stellen möchte. Diese Anschauung von dem (relativ) geringen Alter der „jungen Deckschichten“ muß aber, wie ich gleich zeigen will, für Tanga wenigstens aufgegeben werden.

Gute Aufschlüsse in den fossilführenden „jungen Deckschichten usw.“ bieten bei Tanga einmal das Steilufer zwischen der Mole und der Signalstation auf dem Ras Kasone und dann das gegenüberliegende Uferprofil der Tanga-Insel. Während das erstere Ufer ziemlich einförmig aus Kalksandstein bzw. sandigen Knollenkalken mit untergeordneten mergeligen Lagen aufgebaut ist, zeigt die Südostseite der Tanga-Insel eine größere Gesteins-Mannigfaltigkeit. Über schlecht aufgeschlossenem Konglomerat werden dort horizontale Bänke eines kalkig-tönigen Sandes sichtbar, der Knauern und Linsen von Kalk umschließt, und zwar nach oben hin in wachsender Menge, bis schließlich ein Knollenkalk mit sandig-tonigem Bindemittel entsteht. Die

Mächtigkeit dieses Komplexes mag 7—8 m betragen. Den oberen Abschluß des Profiles bildet ein 1,5—2 m mächtiger echter Riffkalk mit einer Decke von wahrscheinlich eluvialem Rotlehm. Dieser Riffkalk, der in dem gegenüberliegenden Steilufer bereits fehlt, nimmt nach Nordosten an Mächtigkeit so zu, daß er ausschließlich die Steilküste der Insel Ulenge vor der Tangabucht zusammensetzt. Es unterliegt nun keinem Zweifel, daß die geschilderten Schichten trotz aller faciiellen Verschiedenheiten in stratigraphischer Beziehung als Einheit aufzufassen sind. Als charakteristisches Fossil, zusammen mit dem jetzt noch im Indischen Ozean lebenden *Pecten porphyreus* CHEMN., beobachtete ich in den kalkig-tonigen Sanden und sandigen Knollenkalken nicht selten den ausgestorbenen *Pecten Vasseli* FUCHS, bisweilen in zweiklappigen Exemplaren. Da dies Fossil, soweit ich wenigstens die Literatur übersehen kann, hiermit zum ersten Male aus dem Gebiete des Indischen Ozeans bekannt wird, so dürfte ein näheres Eingehen auf das Vorkommen und die Verbreitung dieses zur Untergattung *Vola* gehörigen *Pecten* am Platze sein. FUCHS beschrieb ihn zuerst von der Umgebung der Bitterseen und des Suezgolfes (Denkschriften d. Kais. Akademie d. Wissenschaften, 38. Band, 1878, Wien). Sodann erkannte R. B. NEWTON (Geol. Magazine, new series, dec. IV, vol. VII, 1900, S. 549) unter den von der anglo-ägyptischeu Landesaufnahme auf der Westseite des Roten Meeres und am südöstlichen Sinai gesammelten Fossilien *Pecten Vasseli* wieder. Endlich betonte BLANCKENHORN wiederholt (N. Jahrbuch Min., Beilageband XVII, 1903, S. 185 und mehrfach in Referaten im Geologischen Zentralblatt), daß *Pecten Vasseli* FUCHS als wichtigstes Leitfossil der oberpliocänen-pleistocänen Korallenriffe und Küstenablagerungen am Roten Meer zu gelten habe. In neuester Zeit neigt BLANCKENHORN, wie er in der Sitzung der Deutschen geologischen Gesellschaft vom 2. Dezember 1908 erklärte, dazu, für die Schichten mit *Pecten Vasseli* ein pleistocänes Alter anzunehmen. Übrigens bezeichnete auch R. B. NEWTON bereits diese Schichten als pleistocän. Erwähnt sei noch, daß unter den von mir bei Tanga gefundenen Exemplaren von *Pecten Vasseli* das größte, leider am Unterrande etwas beschädigte, zweiklappige Stück eine Länge von 90 mm hat, also an Größe noch die von FUCHS, NEWTON und DEPÉRET et ROMAN¹⁾ gemessenen Stücke übertrifft. Meine sämtlichen Exemplare befinden sich in der Kolonialsammlung der Geologischen Landesanstalt zu Berlin.

¹⁾ Mém. soc. géol. France XIII, 2, 1905, S. 99.

Durch die Auffindung von *Pecten Vasseli* FUCHS ist für die „jungen Deckschichten und jungen Küstenbildungen“ bei Tanga das pleistocäne Alter erwiesen; sie sind somit nicht jünger als die Mikindanischichten BORNHARDTS, sondern gleichaltrig mit jenen. In der Tat wüßte ich nicht, nach welchen Grundsätzen man bei Tanga die „jungen Deckschichten usw.“ von den Mikindanischichten abtrennen wollte. Es dürfte also zweckmäßig sein, in Zukunft die Aufstellung einer jüngsten Schichtgruppe bei Tanga, nämlich die der „jungen Deckschichten und jungen Küstenbildungen“ ganz fallen zu lassen. Wie weit dieses Ergebnis noch für andere Punkte der deutschostafrikanischen Küste zutrifft, müssen künftige Untersuchungen lehren.

An der Diskussion beteiligt sich Herr BLANCKENHORN.

BLANCKENHORN.

EBERDT.

RAUFF.

Briefliche Mitteilungen.

22. Der Nachweis von Obertrias im Parnaßgebiet.

Von Herrn CARL RENZ und Herrn F. FRECH.

(Hierzu 2 Texttafeln.)

Breslau, 1. Oktober 1908.

Abgesehen von zahlreichen anderen Nachträgen ist unter den neueren Ergebnissen der geologischen Erforschung Mittel-Griechenlands besonders die Feststellung von obertriadischem Korallenkalk am Parnaß von Bedeutung.

Bei der im folgenden ausführlicher beschriebenen Besteigung des Parnaß fand C. RENZ auf dem zirka 2450 m hohen Hauptgipfel einen grauen Korallenkalk vom Habitus der bekannten alpinen Dachsteinkalke. Neben zahlreichen gut erhaltenen Korallen wurden darin auch Gyroporellen ermittelt.

C. RENZ schloß hieraus auf ein obertriadisches Alter der Parnaßkalke. Diese Bestimmung bestätigte sich jetzt auch weiterhin bei dem näheren Studium der Korallen, deren Ähnlichkeit mit alpinen Vorkommen geradezu frappiert.

Die spezifische Übereinstimmung der am Parnaß massenhaft auftretenden *Thecosmilia clathrata* EMMRICH und einiger anderer bekannter Arten mit ostalpinen und karpathischen Stücken konnte von F. FRECH durch direkten Vergleich mit seinen alpinen Original Exemplaren zweifellos festgestellt werden.

Wie die Kalke des Parnes und Kithaeron die Diploporen des Wettersteins, so enthalten die jüngeren Vorkommen des Parnaß die wohl gekennzeichnete Fauna der früher sogenannten Lithodendronkalke.

Geologische Beobachtungen am Parnaß.

Von Herrn CARL RENZ.

Hierzu 2 Texttafeln.

Beim Studium der Arbeit BITTNER¹⁾ über das Parnaßgebiet kam mir der Gedanke, daß die grauen korallenführenden Parnaßkalke, die der Beschreibung nach den grauen obertriadischen Korallenkalken Hydras sehr ähnlich sein mußten, ebenfalls der Obertrias zugehören dürften.

BITTNER hatte diese Kalke des Parnaß als Oberkreide bestimmt und kartiert. Wie meine Untersuchungen gezeigt haben, sind jedoch auch sonst in der Nachbarschaft des Parnaß, d. h. in den Ätolischen Kalkalpen und am Kithaeron, triadische Ablagerungen vorhanden, die ehemals fälschlich für Kreide und Eocän gehalten worden waren.

Die weitere Angabe BITTNER, daß die Parnaßkalke mit den bereits als Trias erkannten Diploporenkalken Attikas²⁾ große Ähnlichkeit besitzen sollen, bestärkte noch meine Vermutung. Die Diploporenkalke Attikas waren ja von BITTNER gleichfalls zur Kreide gerechnet worden.

Aus diesen Erwägungen unternahm ich Mitte September 1907 eine Besteigung des Parnaß.

Der Parnaß oder, wie er heute heißt, der Likeri ist nach der Giona (2512 m) und der Vardussa (2495 m) der dritthöchste Punkt der hellenischen Hochgebirge und wird am besten von den Kalyvien von Arachova aus bestiegen. Die Besteigung läßt sich ohne alpinistische Schulung bewerkstelligen, da man bis zu der Hochmulde zwischen den beiden Hauptgipfeln (Likeri und Gerontovrachos) reiten kann. Von hier überblickt man den langgestreckten Gipfelkamm, dessen höchste Erhebung (2459 m) eine Höhenmarke trägt (Fig. 1 der Texttafel). Der Anstieg bis dahin ist beschwerlich aber gefahrlos.

Da ich nur die Route Itēa—Kryssō—Delphi—Kalyvien von Arachova—Likerispitze und zurück ausführte, vermag ich über den geologischen Bau des ganzen Gebirgsstockes nur wenig zu sagen. Die Hauptfrage, die mich beschäftigte, war ja auch die eventuelle Identifizierung des Parnaßkalkes mit den sonstigen griechischen Triaskalken. Meine Annahme wurde durch Funde von Gyroporellen und zahlreichen sicher bestimmbarēn Trias-

¹⁾ A. BITTNER: Der geologische Bau von Attika, Bötien, Lokris und Parnassis. Denkschr. Akad. Wiss. Wien 1880, Bd. 40, S. 1—74.

²⁾ CARL RENZ: Über das ältere Mesozoicum Griechenlands. Comptes rendus X. Congr. géol. Internat. Mexico 1906, S. 203.

Korallen vollständig bestätigt. Die Parnaßkalke sind im wesentlichen Äquivalente der rhätischen bzw. obertriadischen Dachsteinkalke.

Die weitere geologische Aufnahme des ganzen schwer zugänglichen Gebirgslandes muß einem späteren Termin vorbehalten bleiben, da ich vorerst noch in anderen Teilen Griechenlands beschäftigt bin.

Das Parnaßgebiet wurde schon von verschiedenen Geologen besucht; den Gipfel selbst haben vor mir SAUVAGE und BITTNER bestiegen.

Eine zusammenfassende Übersicht über das ganze Gebiet nebst einer geologischen Karte 1:400 000 wurde von A. BITTNER gegeben¹⁾.

BITTNER gliederte, ebenso wie NEUMAYR und TELLER, die mesozoischen Sedimente Mittel-Griechenlands in einen „oberen“ und einen „unteren Kalk“ mit einem dazwischenlagernden Komplex von Schiefen und Sandsteinen. Letztere Formation (Macigno) kann auch noch einen „mittleren Kalk“ einschließen. Diese ganze Schichtenreihe stellen die österreichischen Geologen zur Kreide.

Auf der Karte BITTNERs wird das Kalkmassiv des Parnaß zum „oberen Kreidekalk“ gerechnet, unter dem bei Agoriani und bei Kryso—Arachova der Schieferkomplex mit einem „mittleren Kalk“ zum Vorschein kommt.

Die Straße Itea—Delphi führt nun etwa $\frac{1}{2}$ Stunde nördlich von ersterem Dorf an einem grauen Rudistenkalk vorbei, der jedenfalls mit den griechischen Hippuritenkalcken vereinigt werden kann und auch von BITTNER zu den „oberen Kreidekalcken“ gezählt wird.

Dieser Rudistenkalk bei Itea hängt der BITTNERschen Karte zufolge mit dem Kalk der Giona zusammen, der von NEUMAYR ebenfalls für obercretacisch gehalten wird²⁾.

Die Straße überschreitet dann das Alluvium des von Salona herabkommenden ziemlich breiten Tales und steigt am jenseitigen Hang in Serpentinien zur Höhe von Kryso empor. Bei diesem Aufstieg steht derselbe graue Rudistenkalk an wie nördlich von Itea. Er wird von BITTNER jedoch hier zu den „mittleren Kalcken“ gezogen, weil er unter dem Schiefer-

¹⁾ A. BITTNER: Der geologische Bau von Attika, Böotien, Lokris und Parnassis. Denkschr. Akad. Wiss. Wien 1880, Bd. 40, S. 20—36. Die geologische Karte gemeinsam mit NEUMAYR und TELLER. Ebenda S. 408—413.

²⁾ M. NEUMAYR: Der geologische Bau des westlichen Mittel-Griechenlands. Denkschr. Akad. Wiss. Wien 1880, Bd. 40, S. 102.

komplex von Arachova liegt und jener wiederum von den „oberen Kalken“ des Parnaßmassivs überlagert werden soll.

Die von BITTNER auf Grund der Lagerungsverhältnisse vorgenommene Gliederung war natürlich von dem Augenblick an illusorisch, wo die Zugehörigkeit der Parnaßkalke zur Obertrias feststand.

Ebenso wie in anderen Teilen Griechenlands läßt sich auch im Parnaßgebiet die stratigraphische Einteilung der österreichischen Geologen nicht aufrecht erhalten.

Meines Erachtens sind die Kalke von Kryso und Kastri (Delphi) dieselben obercretacischen Rudistenkalke wie die der gegenüberliegenden Talseite bei Itea.

Die Schiefer und Sandsteine des Macigno (= Flysch) liegen ja auch, wie PHILIPPSON gezeigt hat, über und nicht unter den obercretacischen Hippuritenkalken, was auch hier wieder zutreffen würde.

So erinnerten mich die roten geschieferten Kalke bei der Kastalia-Quelle lebhaft an gewisse gleichartige Bildungen auf Dokos, die auch dort über den auf dieser Insel typisch entwickelten Rudistenkalken folgen. Allerdings sind die im westlichen Hellas und auf den Jonischen Inseln stets dazwischenlagernden Nummulitenkalke im östlichen Mittel-Griechenland bis jetzt noch nicht gefunden worden¹⁾.

Es wäre demnach zwischen den obercretacischen Kalken bzw. den Schiefen von Arachova einerseits und den Kalken des Parnaßmassivs andererseits eine große Verwerfung anzunehmen, die vom Tal von Salona gegen Daulis zu verläuft, etwa parallel dem großen Einbruch des Korinthischen Golfs. Die Kreide ist also gegen die Trias abgebrochen.

Sobald der Weg, der von Delphi und Arachova nach dem Livadi (= Polje) führt, die Höhe erreicht und sich in das weite hochgelegene Katavothrenbecken hinabsenkt, betritt man zum ersten Mal den grauen obertriadischen Korallenkalk, der den Parnaßstock in der Hauptsache zusammensetzt. Ich sammelte daselbst typische Exemplare von *Thamnastraea rectilamellosa* WINKL., sowie *Montlivaltia marmorea* FRECH, beides Arten, die in den ostalpinen obertriadischen Dachsteinkalken heimisch sind. Daneben fand sich auch eine kleine Form der bisher nur in der obersten Trias nachgewiesenen Gattung *Pinacophyllum*.

Jenseits des Livadi-Beckens, an dessen Nordrand die Kalyvien von Arachova liegen, führt der Weg an dem be-

¹⁾ Im Peloponnes findet sich das östlichste bisher bekannte Vorkommen von Nummulitenkalk bei Nemea (nach PHILIPPSON).

waldeten Hang einer Talschlucht teils in Schiefer, teils in Kalk aufwärts bis zur Einmündung in den direkten Weg von Arachova. Kurz vorher steht in einer Erweiterung dieser Talschlucht ein eigentümliches rotes, grüngetupftes Gestein an.

Leider passierte ich diese Strecke auf dem Hin- und Rückweg in der Dämmerung, daher sind meine Beobachtungen nur unvollkommen.

Von hier geht es dann ständig in grauem Kalk durch schönen Tannenwald aufwärts.

Bereits über der Waldgrenze übersteigt der Pfad die westliche Fortsetzung des Gerontovrachos-Kammes (Obs. Streichen N 20 W; Fallen 45° nach Südwest) und zieht sich dann an dessen jenseitiger Steilwand hinauf.

An dieser Stelle findet sich in den grauen Kalken eine rote tonig-schieferige Einlagerung in Verbindung mit rötlichem Oolithkalk.

Weiter oben wird ein ziemlich breiter und flacher Rücken überschritten, und jenseits dieser Höhe senkt sich die Route zuerst allmählich, dann aber scharf zu der breiten Einsenkung zwischen Likeri und Gerontovrachos, die den Ursprung des Tales von Dadi darstellt.

Beim Abwärtsgehen wurde in den grauen Kalken (Fig. 2 der Texttafel) eine große Menge von gut erhaltenen Korallen gesammelt, unter denen namentlich *Thamnastraea rectilamellosa* WINKL., *Thecosmilia clathrata* EMMR., *Thecosmilia* cf. *cyathophylloides* FRECH, *Montlivaltia gosaviensis* FRECH, *Montlivaltia marmorea* FRECH und *Pinacophyllum* nov. spec. von Bedeutung sind. Sämtliche Arten kommen mit Ausnahme von *Pinacophyllum* nov. spec. auch in den obertriadischen Dachsteinkalken der Ostalpen vor. Das später zu beschreibende neue *Pinacophyllum* ist eine durchaus bezeichnende Art der bisher nur aus der alpinen Obertrias bekannten eigentümlichen Gattung und unterscheidet sich von analogen alpinen Formen lediglich durch die geringere Größe der Sprossen.

Die Einsenkung zwischen Likeri und Gerontovrachos ist eine ziemlich ebene Karsthochfläche mit zahlreichen kleineren und größeren Dolinen. Mehrere davon waren auch jetzt noch im Spätsommer, mit Schnee erfüllt.

Nachdem man diese ziemlich breite Hochmulde überschritten hat, beginnt der letzte ziemlich steile Anstieg zur Likeri-Spitze (Fig. 1 der Texttafel).

Beim Aufstieg fand ich hier die schon erwähnten Gyroporellen und mehrere Korallen, darunter tadellose Exemplare der *Thecosmilia clathrata* EMMR.

Was die Gyroporellen betrifft, so gleichen die Stücke des Parnaß den von mir im westlichen Griechenland gesammelten und bestimmten, gleichalten Gyroporellen¹⁾. Ihre Erhaltung läßt zu wünschen übrig, im allgemeinen dürfte aber die *Gyroporella vesiculifera* GÜMBEL vorliegen, wie ich mich auch durch direkten Vergleich meiner griechischen Stücke mit den Originalen GÜMBELS in München überzeugen konnte.

Aus den Gipfelkalken selbst (Fig. 3 der Texttafel) stammen *Thamnastraea rectilamellosa* WINKL., *Thecosmilia clathrata* EMMR. und *Montlivaltia marmorea* FRECH. Die wenigen Stücke, die ich auf dem Parnaßgipfel unter beschwerlichen Umständen gesammelt habe, zeigen ausnahmslos eine ganz hervorragend gute Erhaltung der Struktur. Nur in ganz vereinzelt auserlesenen Stücken der Zlambachmergel findet sich eine Erhaltung, wie sie am Parnaß die Regel ist. Da auch kleinzellige Formen, wie Chaetetiden, häufig zu sein scheinen, verspricht eine eventuelle weitere Ausbeutung der abgelegenen Fundorte auch in paläontologischer Hinsicht ergebnisreich zu werden. Die Beschreibung der interessanten Chaetetiden, die ebenfalls in den Alpen vorkommen, von hier aber noch nicht eingehender beschrieben worden sind, wird später zusammen mit der des neuen *Pinacophyllum* erfolgen.

Die Korallen des Parnaß weisen vorwiegend auf Rhät hin, so vor allem das Leitfossil *Thecosmilia clathrata* EMMR. Andererseits sind *Montlivaltia gosaviensis* bisher nur in den Zlambachschiechten, *Montlivaltia marmorea* in den Hallstätterkalken (unbestimmten Alters) gefunden worden. Die Korallenkalke des Parnaß sind also entweder unterrhätisch oder ober-

¹⁾ In den weißen, unter dem Mittellias liegenden und in die Trias hinunterreichenden Kalkmassen von Corfu (Pantokratormassiv, Antinioti-Halbinsel), Epirus (Küstengebirge beim Kap Stylo), Leukas (Kap Lipsopyrgos), Arkudi, Kephallenia (Avgos). Diese Funde waren ebenfalls noch nicht publiziert, bestätigen aber aufs neue, daß auch auf den Jonischen Inseln, in Epirus und wohl auch im westlichen Akarnanien rhätische bzw. obertriadische Dachsteinkalke auftreten, wie ich schon früher auf Grund der Lagerungsverhältnisse angenommen hatte. Vgl. CARL RENZ, N. Jahrb. Min. 1905, Beil.-Bd. XXI, S. 229 u. 231.

In derselben Kalkserie habe ich an der Westspitze der Insel Vido (bei Corfu) Megalodonten festgestellt. In Verbindung mit den eben erwähnten Kalken treten auch Dolomite auf, die in ihrer ganzen Erscheinung dem alpinen Hauptdolomit gleichen. Die Dolomit-Entwicklung wurde sowohl auf Corfu, Leukas und Ithaka, als besonders im Tschika-Gebirgszug (Süd-Albanien) beobachtet. Der Dolomit scheint im allgemeinen fossilleer zu sein; nur lokal traf ich darin mangelhaft erhaltene Gastropoden wie *Zygopleura* spez. bei Dukati in Süd-Albanien.

triadisch im allgemeinen, d. h. sie würden die Äquivalente des Rhäts und des Hauptdolomits darstellen.

Die Korallenkalke des Likeri-Gipfels streichen N 20° W bis S 20° O (obs.) und fallen 55° nach Nordost.

Da am Gerontovrachos-Kamm bei gleicher Streichrichtung ein entgegengesetztes Fallen beobachtet wurde, so dürfte demnach das eigentliche Parnaßmassiv ein Gewölbe bilden, dessen ungefähr NW—SO gerichtete Axe durch die Hochmulde zwischen den beiden Hauptgipfeln hindurchgeht.

Von diesem Triasgewölbe ist an der West-Ost verlaufenden Bruchlinie, Tal von Salona—Daulis, der Rudistenkalk und Flysch von Kryssó, Kastri, (Delphi) und Arachova abgesunken.

Die zweite, tiefere Bruchstaffel bildet die Küste des Korinthischen Golfs. Der Querbruchcharakter des Korinthischen Golfs, den jede geographische Übersichtskarte zeigt, wird auch durch meine geologischen Untersuchungen bestätigt.

Zur Bestimmung der Korallen.

Von Herrn F. FRECH.

Es ist eine alte, aber deswegen nicht richtige Legende, daß nur Ammoniten zur scharfen Horizontierung eines Niveaus geeignet seien. Korallen, Brachiopoden und Zweischaler sollen, wie noch jüngst im Centralblatt f. Min. wiederholt wurde, für feinere stratigraphische Bestimmungen ungeeignet sein. Als Hauptbeweis wird die allerdings ziemlich weit verbreitete *Atrypa reticularis* zitiert. Da ich nun sowohl größere Faunen von Brachiopoden wie von Korallen und Ammoneen bearbeitet habe, so sei hervorgehoben, daß sich gerade unter den Trias-Cephalopoden Formen von recht respektabler Lebensdauer befinden, ich nenne nur *Sageceras Walteri* MOJS. (Trinodosus- bis Wengener Schichten), *Megaphyllites Jarbas* MÜNST. (Cassianer, Raibler und wahrscheinlich auch Wengener Schichten).

Endlich gehört sogar ein wirkliches Leitfossil wie *Trachyceras Archelaus* zu denjenigen Formen, die aus den Wengener Schichten in einer kaum unterscheidbaren Varietät bis zum Raibler Horizont hinaufgehen. Der Prozentsatz der zonenbeständigen oder rasch mutierenden Formen ist allerdings bei den Ammoniten und Trilobiten größer als bei anderen Gruppen wirbelloser Tiere, aber gerade die Korallen enthalten

zahlreiche Formen, die als gute Leitfossilien zu bezeichnen sind, mag die fable convenue ihrer weiten vertikalen Verbreitung auch noch so oft wiederholt werden (allerdings wohl immer von Gelehrten, die sich mit der mühseligen Bestimmung der Korallen nicht abgegeben haben).

Die von C. RENZ auf Hydra und im Parnaßgebiet entdeckten Korallenfaunen sind ebenso scharf unterscheidbar wie die von mir untersuchten alpinen Vorkommen. Jeder auf Hydra neu gemachte Fund beweist die Richtigkeit meiner früheren Bestimmung als Zlambachschichten bzw. als Hauptdolomit in der Entwicklung des Donnerkogels.

Die Korallenkalke des Parnaß, die ehemals wie andere griechische Vorkommen als Kreide gedeutet wurden, enthalten die Fauna des rhätischen (oberen) Dachsteinkalkes oder der Stahrenberger Schichten. Auch petrographisch stimmen die grauen Dachsteinkalke des Parnaß gut mit den alpinen Vorkommen überein, wie ein direkter Vergleich mit selbstgesammelten Berchtesgadener Stücken beweist. Es könnte wunderbar erscheinen, daß einem so hervorragenden Kenner der alpinen Trias, wie es A. BITTNER war, die Übereinstimmung entgangen ist; allerdings war ja zur Zeit der BITTNERschen Reise in Griechenland von der obertriadischen Korallenfauna paläontologisch so gut wie nichts bekannt, und vor allem fiel die Parnaßbesteigung A. BITTNERs in den Frühling, d. h. in eine Jahreszeit, während der auf dem Parnaßplateau alles mit Schnee bedeckt ist.

Bis jetzt sind am Parnaß die folgenden, auch in den Ostalpen auftretenden Arten gefunden worden:

1. *Thecosmilia clathrata* EMMRICH,
2. *Thecosmilia* cf. *cyathophylloides* FRECH,
3. *Thamnastraea rectilamellosa* WINKL.,
4. *Montlivaltia marmorea* FRECH,
5. *Montlivaltia gosaviensis* FRECH.

Die vortrefflich erhaltenen Exemplare der *Thecosmilia clathrata* EMMR. vom Parnaßgipfel stehen zwischen *Th. clathrata* (FRECH Taf. IV f. 7) und *Th. De Filippi* STOPP sp. (a. a. O. Taf. IV f. 13) nähern sich jedoch mehr den ersteren. *Th. clathrata* und *De Filippi*, sind nur Größenvarietäten derselben charakteristischen Form des rhätischen Dachsteinkalkes, die noch in den Zlambachschichten fehlt. Eine etwas andere Speziesbenennung würde also die Altersbestimmung nicht beeinflussen.

23. Unsere Kenntnis der pliocänen Flußschotter (Kieseloolithschotter) im Rheintale zwischen Bingen und Koblenz.

Von Herrn C. MORDZIOL.

Berlin, den 1. November 1908.

Die folgenden Mitteilungen sind veranlaßt durch die Angaben des Herrn Professor Dr. OESTREICH in Utrecht über die pliocänen Flußschotter zwischen Bingen und Koblenz, enthalten in OESTREICHS Aufsatz: „Studien über die Oberflächen-gestalt des Rheinischen Schiefergebirges“ (PETERMANN'S Geogr. Mitteil. 1908, Heft IV, S. 73—78).

In einer kleinen Mitteilung wurde von mir auf die 1906 beobachtete Tatsache aufmerksam gemacht, daß in den durch ihre Säugetierfauna berühmt gewordenen Dinotheriensanden des Mainzer Beckens „Kieseloolithe“ und eine Reihe von „Begleitgeschieben“ als sehr charakteristische Leitgesteine vorkommen, und die vollständig mit den Leitgeschieben jener Flußablagerungen übereinstimmen, die E. KAISER als „Kieseloolithschotter“¹⁾ im Rheingebiet zwischen Mosel und Niederrheinischer Bucht ausgeschieden hatte.

Über einen pliocänen Rheindurchbruch bei Bingen hatte sich E. KAISER („Plioc. Quarzschotter usw.“ S. 86) dahin geäußert, daß der Nachweis der Kieseloolithgesteine in den Dinotheriensanden des Mainzer Beckens²⁾ die Vermutung nahe lege, „daß der Rheindurchbruch schon bestanden habe, und daß ein alter

¹⁾ Siehe E. KAISER: Die Ausbildung des Rheintales zwischen Neuwieder Becken und Bonn-Kölner Bucht. Verhandl. d. 14. deutsch. Geographentages zu Köln. Berlin 1903, S. 206—215. — Pliocäne Quarzschotter zwischen Mosel u. Niederrhein. Bucht. Jahrb. d. Preuß. geol. Landesanstalt für 1907, Berlin 1907, S. 57—92. — Remarques au sujet de la note de M. POHLIG: „Sur une ancienne embouchure de la Meuse, près de Bonne.“ Bull. Soc. belge de Géol. usw., 1907, XXI, P.V., S. 241—246. — G. FLIEGEL: Pliocäne Quarzschotter in der Niederrhein. Bucht. Ebenda S. 92—121. — Eine angebliche alte Mündung der Maas bei Bonn. — Beobachtungen über die Beziehungen der pliocänen und diluvialen Flußaufschüttungen von Maas und Rhein. Diese Zeitschr. 59, Monatsberichte S. 257—266.

²⁾ C. MORDZIOL: Die Kieseloolithe in den unterpliocänen Dinotheriensanden des Mainzer Beckens. Jahrbuch d. Preuß. geol. Landesanstalt für 1907, Berlin 1907, S. 122—130.

Rheinlauf, dem der heutige noch ungefähr folgt, diese Geschiebe herbeigeführt habe“. Daneben wird noch der Annahme Ausdruck gegeben, daß auch die Kieseloolithschotter am Niederrhein nur allein durch eine pliocäne Mosel transportiert sein könnten.

Auf einen „pliocänen Rhein“ weist auch die folgende Bemerkung G. FLIEGELS¹⁾ hin: „Die über das Gefälle der Kieseloolithschotter mitgeteilten Zahlen, dazu die große Verbreitung von Bildungen gleichen petrographischen Charakters rheinaufwärts bis Koblenz und darüber hinaus²⁾ lassen einen Zweifel an dem Süd-Nord-Transport des Materials kaum noch zu.“

Daraufhin wurden die Quarzschotter im Rheintale zwischen Bingen und Koblenz, die man früher alle für oligocäne Meeresbildungen gehalten hat, untersucht und auf der 1. Versammlung des Niederrheinischen geologischen Vereins über die Auffindung der pliocänen Flußschotter (Kieseloolithschotter) zu beiden Seiten des Rheintales in jener Gegend berichtet³⁾. Der **räumliche, zeitliche und genetische** Zusammenhang dieser „Flußschotter“ oberhalb Koblenz mit den unterpliocänen Dinotheriensanden des Mainzer Beckens wurde besonders betont und auf die morphologische Erkennbarkeit des pliocänen Flußtales mit den Worten hingewiesen: „Daher machen in der Gegend von St. Goar die Kieseloolithschotter den Eindruck einer höchstgelegenen Terrasse.“ Das sind Tatsachen, die unzweifelhaft auf die Existenz des „Rheindurchbruches“ schon zur Unterpliocänzeit hinweisen mußten und auch den ältesten Rheinlauf vom Süden des Mainzer Beckens an bis Koblenz dem Alter und seiner Bedeutung nach festlegten.

Insgesamt war durch die bisher genannten Arbeiten festgestellt worden, daß sich im Rheinischen Schiefergebirge Ablagerungen eines pliocänen Stromsystems in Gestalt der Kieseloolithschotter in weiter Verbreitung finden, die zum größten Teile „der Richtung des heutigen Rheinlaufes folgen“⁴⁾. Ein Teil dieser Schotter war aus der Richtung des oberen Moselgebietes⁵⁾ herbeitransportiert, der andere aber — das zeigten die Beziehungen zu den Dinotheriensanden — vom Mainzer Becken her durch

¹⁾ „Pliocäne Quarzschotter usw.“ 1907, S. 114.

²⁾ Gemeint sind die Dinotheriensande Rheinhessens.

³⁾ C. MORDZIOL: Über eine Verbindung des Pliocäns des Mainzer Beckens mit dem am Niederrhein. Ber. d. Niederrh. geol. Ver.: enth. i. Verh. Nat. Ver. d. preuß. Rheinl. usw. Bonn 1907, Sitz.-Ber. S. 7–12.

⁴⁾ E. KAISER: „Pliocäne Quarzschotter usw.“ 1907, S. 90.

⁵⁾ E. KAISER: „Pliocäne Quarzschotter usw.“ 1907, S. 87. — Inwieweit auch eine „pliocäne Maas“ in Betracht kommt, ergibt sich ebenfalls aus den Arbeiten von E. KAISER und G. FLIEGEL.

das Gebiet des heutigen Rheintales zwischen Bingen und Koblenz, wo diese Schotter auf einer höchsten Terrasse liegen¹⁾).

In der Arbeit von OESTREICH heißt es (S. 76): „Die Dinotheriensande in Rheinhessen gelten als unterpliocän, und in der Mainebene sind in den die diluvialen Sande unterlagernden Sanden oberpliocäne Pflanzen festgestellt. Aus dem Rheinischen Schiefergebirge fehlen jedoch Pliocänfunde, und so ist auch die Entstehung des Rheinlaufes im Rheinischen Schiefergebirge ein Problem geblieben.“

Weiterhin heißt es (S. 76): „Ob in der Pliocänzeit, als der heute geltenden Anschauung gemäß ein Süßwassersee die Rhein-Mainebene erfüllte, ein Abfluß des Mittelrheins oder des Mittelrheinesees durch das Schiefergebirge nach der Niederrheinischen Bucht stattfand, war ungewiß. Was man wußte, war im großen und ganzen das Folgende: alte Rheinbetten finden sich in großer Höhenlage über dem heutigen Flußlauf usw.“ „Von jeher hat man diese Schotterleisten als Werke des diluvialen Rheins angesprochen, denn ihre lithologische Zusammensetzung ist eine ähnliche wie die des heutigen Flußgeschiebes.“ „Eingesenkt ist jenes älteste diluviale Rheintal in einen etwa 300 m hoch gelegenen sehr breiten Landstreifen von annähernd ebenem Charakter, der in der Richtung der alten Flußterrassen und also auch des heutigen Flusses verläuft. PHILIPPSON hat ihn die Trogfäche genannt usw.“ „Nun liegen auch in diesem Streifen der Trogfäche dieselben Tone, Kiese und Konglomerate, wie wir sie auf der pliocänen Hochfläche der Vordereifel kennen gelernt haben. Da Tone und Schotter nun auch auf der Rumpffläche des Schiefergebirges vorkommen, und zwar im Westerwalde als oligo-miocän längst erkannt sind, so hat auch noch die geologische Kartierung in jüngster Zeit sie als oligocäne Bildungen gedeutet, und zwar galten sie in früherer Zeit als Erzeugnisse einer marinen Transgression, die das Schiefergebirge in der Tertiärzeit überdeckt habe, heute wohl als Ablagerungen in Seen. Das bedeutendste Vorkommen dieser jungen Ablagerungen liegt bei Reitzenhain, östlich von St. Goarshausen.“ „Es handelt sich um Ablagerungen eines Flusses, dessen Schotter ganz überwiegend Quarzschotter waren.“ „Die große Meereshöhe dieser Schotter, ihre Lage auf der höchsten Rheinterrasse, als welche wir die Trogfäche erkennen, überhaupt die Ähnlichkeit mit den Verhältnissen in der Vordereifel legen uns den Gedanken nahe, daß wir auch hier

¹⁾ C. MORDZIOL: Über eine Verbindung des Pliocäns usw.“ 1907, S. 7—12.

ein Stück pliocänen Flußsystems vor uns haben. Daß es sich um eine Fluß- und nicht etwa um eine Seeablagerung handelt, ist ohne weiteres klar.“

Unsere eingangs gemachten Angaben zeigen, daß man auch vorher schon die pliocänen Flußschotter und ein dazu gehöriges pliocänes Stromsystem, dessen Terrasse noch erkennbar ist, im Rheingebiete zwischen Bingen und Koblenz kannte, insbesondere auch die Ablagerungen von Reitzenhain und Urbar, die als „Kieseloolithschotter“ erkannt waren.

Was OESTREICH bei Reitzenhain neu entdeckt hat, sind die Buntsandsteingerölle in den dortigen Kieseloolithschottern. Dagegen erwähnt er bei der petrographischen Beschreibung jener Schotter die charakteristischen Kieseloolithe und ihre Begleitgesteine gar nicht. Alle diese Geschiebe sind in den im übrigen fast nur aus Quarz bestehenden Schottern relativ sehr häufig und fallen durch ihre dunkle Farbe sofort auf. Sie sind es, mit deren Hilfe bei Reitzenhain und Urbar festgestellt wurde, daß es sich um pliocäne Flußschotter und nicht um oligocäne Ablagerungen handelt. Auf diese Gesteine gründet sich die Methode, wonach in jener Gegend die unterpliocänen Schotter und ihre Zugehörigkeit zu ganz denselben Flußablagerungen auf dem rheinhessischen Plateau erkannt worden war. Diese ältere und viel sicherere Beweisführung erwähnt OESTREICH nicht, sondern sagt (S. 77): „Die zahlreichen Funde von Geröllen und großen Blöcken von Buntsandstein beweisen nun, daß die Gerölle von Reitzenhain eine Ablagerung des pliocänen Rheins sind, jedenfalls eines Abflusses des Mainzer Beckens, aus einer Zeit, die älter ist, als die der älteren Diluvialterrassen. Die Trogfläche ergibt sich also als Tal des pliocänen Rheins. Auch auf der andern Talseite, bei Urbar in etwa 310 m, kommen dieselben Pliocängerölle vor, so daß hier die ganze Breite der Trogfläche als altes Tal erwiesen ist. Buntsandstein fand ich allerdings bei Urbar nicht“. Nach morphologischen Bemerkungen heißt es dann: „Ich habe in dieser Gegend außer dem Vorkommen bei Waldesch nur noch auf der rechten Seite des Flusses die pliocänen Gerölle des Flusses feststellen können: im Sachsenhäuser Wald, südlich von Prath, gleichfalls in einer Meereshöhe von 300—310 m.“

Die Buntsandsteinführung der Reitzenhainer Quarzschotter, die ich früher übersehen hatte, ist aber für einen pliocänen Flußlauf in jenem Teile des Rheintales allein nicht beweisend. Erst in Verbindung mit den ungleich viel häufigeren Kieseloolithgesteinen gewinnt sie Bedeutung für den Identitätsnachweis zwischen den Dinotheriensanden Rheinhessens und den Kiesel-

oolithschottern des Rheintales innerhalb des Schiefergebirges. Denn auch die Dinotheriensande führen gelegentlich Buntsandsteingeschiebe, so daß man es als möglich gelten lassen kann, daß derselbe Strom, der sowohl die Kieseloolithgesteine in den Dinotheriensanden Rheinhessens als auch in den pliocänen Flußschottern bei Reitzenhain absetzte, gleichzeitig auch jene Buntsandsteingerölle herbeiführte und absetzte. Erst in diesem Zusammenhange kann die Buntsandsteinführung der Schotter bei Reitzenhain als ein Wahrscheinlichkeitsbeweis verwertet werden. Für sich allein beweisen die — übrigens nur von dieser einen Lokalität bis jetzt bekannten — Buntsandsteingerölle nicht viel. Denn Buntsandstein kommt auch reichlich in den Diluvialschottern vor, so daß sie nicht einen „Abfluß des Mainzer Beckens“ beweisen, „aus einer Zeit, die älter ist als die der älteren Diluvialterrassen“¹⁾.

Da OESTREICH die Altersbestimmung nicht von der Kieseloolithführung abhängig macht, muß es auch noch unentschieden bleiben, ob das von OESTREICH beobachtete und mir unbekanntes Vorkommen bei Prath tatsächlich zu den Kieseloolithschottern gehört, wie es OESTREICH annimmt. Das vierte auf OESTREICH'S Karte verzeichnete Vorkommen pliocäner Flußschotter zwischen Bingen und Koblenz, die Quarzschotter bei Waldesch, sind in der Tat Kieseloolithschotter und wurden bereits 1907 zusammen mit den Schottern bei Reitzenhain (rechtsrheinisch) und bei Urbar (linksrheinisch) von mir bekannt gemacht und kartographisch dargestellt.

Zum Schluß sei darauf hingewiesen, daß OESTREICH meine Untersuchungen wohl erwähnt, aber so dargestellt hat, als ob ich lediglich die Form der Quarzgerölle (ob gerundet oder eckig) zur „chronologischen Datierung“, d. h. zum Nachweis der pliocänen Flußschotter, benutzt hätte, während ich doch tatsächlich die charakteristische Kieseloolithführung dazu verwandt habe. Nebenbei wurde auch auf untergeordnete und nur teilweise vorhandene Unterschiede in der Geröllform der Kieseloolithschotter und der untermiocänen Quarzschotter hingewiesen²⁾. Es ist also unberechtigt, wenn OESTREICH sagt: „C. MORDZIOL, der ähnlichen Studien wie der Verfasser obliegt, scheidet die Schotter nach beiden Ausbildungsweisen chronologisch und zieht nur die gut ge-

¹⁾ OESTREICH, Studien usw., S. 77.

²⁾ Vergl. die unmittelbar nach OESTREICH'S Arbeit erschienene Notiz: C. MORDZIOL: Dr. K. OESTREICH'S Studien über die Oberflächengestalt des Rheinischen Schiefergebirges. PETERMANN'S Geogr. Mitteil. 1908, Heft V, S. 121.

rollten Schotter zum Pliocän, hält aber die groben Schotter für Äquivalente des Miocäns.“ Noch unberechtigter ist daher die damit in Zusammenhang gebrachte Bemerkung OESTREICHs, daß „der Charakter der Gerölle nicht ohne weiteres für die chronologische Datierung verwandt werden darf“¹⁾. — Das wäre in der Tat keine einwandfreie Beweisführung gewesen.

24. Ein neuer Fundort von *Paludina diluviana*.

Von Herrn EDW. HENNIG.

Mit einer Texttafel.

Berlin, den 21. Oktober 1908.

In der Umgebung des Jagdschlusses Grunewald ist in diesem Sommer mit der Anlage eines neuen breiten Weges begonnen worden. Das hat zwar unmittelbar südlich von Paulsborn zu einer Durchquerung und teilweisen Verschüttung des dortigen Flachmoores geführt, unbekümmert um die warme Fürsprache, die jüngst von berufener Seite für unveränderte Erhaltung der Grunewaldseen-Rinne eingelegt wurde. Vom rein geologischen Standpunkte aus mag man sich aber über die erlittene Einbuße mit den interessanten Aufschlüssen trösten, die bei der gleichen Gelegenheit zu beiden Seiten geschaffen worden sind, allerdings auch bereits wieder der Vergangenheit angehören. Es sei gestattet, einige wichtig erscheinende Einzelheiten daraus hier niederzulegen, auch wenn sie kein abgeschlossenes Ganze ergeben.

Die Einschnitte auf der linken Seite des alten Flußlaufes gestatteten einen guten Einblick in die Spatsande des unteren Diluviums, boten jedoch nur das normale Bild: feinkörnige Sande, horizontal gelagert, durch dunklere Bänder in einzelne Abschnitte zerlegt, mit der bekannten diskordanten Parallelstruktur; hier also im wesentlichen nichts Neues gegenüber der alten Grube am Rienmeistersee.

Besondere Beachtung verdient aber eine kleine Kiesgrube, die in das rechte Talgehänge eingeschnitten ist, denn sie birgt

¹⁾ OESTREICH, Studien usw., S. 77.

einmal Grande und Gerölllager von einer im Grunewald-Gebiet sonst nicht bekannten Korngröße und zweitens *Paludina diluviana* KUNTH in einer ganz ungewöhnlichen Reichhaltigkeit.

Die neue Weganlage schneidet rechtwinklig die Seenrinne zwischen dem Restaurant Paulsborn und der unterhalb gelegenen kleinen Erhöhung in dem hier verbreiterten Tale, die auf Blatt Teltow der Landesaufnahme als halbinselartig vorspringende Abschlämmschale eingetragen ist, aber gleichfalls Geschiebesand und einige Paludinenschalen geliefert hat, sich also als wahre Insel darstellt. Die Talerweiterung steht in Zusammenhang mit einem kurzen, aber scharf ausgeprägten und verhältnismäßig tiefen, buchtartigen Nebenarm, der aus nordöstlicher Richtung einmündet. In dem so gebildeten Winkel befindet sich die erwähnte Kiesgrube, die einen Teil des benötigten festeren Aufschüttungsmaterials geliefert hat und ziemlich tief greift.

Zunächst fiel die schräge Lagerung der Bänke auf (abgesehen von deutlichen, aber sehr geringfügigen Verwerfungen und Schichtenbiegungen). Während die Sande nämlich nach dem Plateau hin in die horizontale Lage überzugehen scheinen, fallen sie gegen das Ufer schnell in einem Winkel bis zu 40° nach S ein¹⁾. Es handelt sich um ein zweifellos nicht erst neuerdings eingetretenes Absinken nach dem alten Flußlaufe hin.

Sodann zeigte sich hier ganz im Gegensatz zum jenseitigen Ufer ein sehr auffallender, häufiger und plötzlicher Wechsel feinsten Sande mit Granden und ganz groben Geröllbänken, die regellos durcheinandergreifen, sich gabeln, auskeilen, kurz alle Anzeichen einer nicht nur in der Stromrichtung, sondern auch in der Stromstärke häufig wechselnden, mitunter selbst reißenden Strömung aufweisen. Die größten Bänke bestehen aus Geröllen von Faustgröße und darüber; das Material setzt sich vorwiegend aus gut gerollten krystallinen, silurischen (Chonetenkalk) und senonen (Feuerstein) Geschieben zusammen. Zu oberst, den Waldboden bildend, lagert eine dünne Lage von Mergelsand, ein Ausläufer der im Kartenblatt nordöstlich eingetragenen Lehmdecke, die eine Vertretung oder den kümmerlichen Rest des oberen Geschiebemergels darstellt.

Vereinzelt in den tieferen Sandlagen, selbst in den ganz groben Kiesen finden sich nun gut erhaltene Schalen von *Paludina diluviana*, häufiger werden sie nach oben, wo die

¹⁾ Die Abbildung zeigt infolge schrägen Anschnittes zum Streichen an dieser Stelle nicht den vollen Einfallswinkel.

Korngröße stark nachläßt. Auch die nähere Umgebung der Kiesgrube, so z. B. die erwähnte Insel, lieferten, wo Anschnitte angelegt waren, stets einige wenige Exemplare. Erstaunlich aber ist die Anreicherung der Schalenreste in dem hier photographisch wiedergegebenen¹⁾ Teil der Kiesgrube (vgl. Texttafel), der infolge des feineren Korns leider schnell verstürzte, auch mit gefällten Bäumen teilweise überdeckt war. Mit Leichtigkeit hätten hier in kurzer Zeit an hundert Exemplare gesammelt werden können. Wie groß der Reichtum war, erhellt auch daraus, daß auf der ganzen Weganlage längs der Ostseite des Grunewaldsees, die, wie erwähnt, von hier aus mit Schottermaterial versehen wurde, zahlreiche Paludinen lagen. Sie alle müssen m. E. aus dieser Grube stammen, da ich in den vielfachen Anschnitten auf der linken Seite des Tales nicht ein einziges Exemplar gewinnen konnte. Zugleich kann aber diese gewiß nicht sanfte Umlagerung durch den Menschen im Verein mit der oft unversehrten Erhaltung der sehr kräftigen Schalen zum Beweise dessen dienen, daß auch ein mit gewisser Heftigkeit vor sich gehender Transport den Paludinenresten wenig anzuhaben vermag, mit andern Worten: daß der allgemein vortreffliche Erhaltungszustand an der Hauptfundstelle nicht gegen sekundäre Lagerung spricht: es kommt hinzu, daß die Stellen stärkster Anhäufung²⁾ mit einer schwachen, aber sichtbaren Vergrößerung des Kornes Hand in Hand gehen.

Die sehr große Schwierigkeit für eine Auffassung als Anschwemmung in der üblichen Weise liegt nun aber in der lokal eng begrenzten, nestartigen Anreicherung. „Als primäre Lagerstätte der *Paludina diluviana*, sind Faulschlammgesteine, Sapropelite nach POTONIE, anzusehen.“³⁾ Für die durchschnittliche Höhenlage der „Paludinenbank“ ist folgende von WAHNSCHAFFE⁴⁾ gegebene Tabelle einiger Fundpunkte in und um Berlin maßgebend:

	unter N. N.
1. Rüdersdorfer Tiefbohrloch III am Babylonspühl	— 15,0 m
2. - - - V - Kalksee	. . . — 11,6 -
3. Fabrik Kanne, Niederschöneweide.	— 7,5 -

¹⁾ Ich verdanke die Aufnahme der Liebenswürdigkeit des Herrn Dr. YABE. Die volle Reichhaltigkeit ergibt sich natürlich nur bei einem Weitergraben an Ort und Stelle.

²⁾ Die Anreicherung geht stellenweis soweit, daß man bei Verfestigung des Ganzen von einem organogenen Gestein sprechen müßte.

³⁾ KAUNHOWEN: „Das geol. Profil längs der Berliner Untergrundbahn und die Stellung des Berliner Diluviums.“ Jahrb. preuß. geol. Landesanst. u. Bergak. für 1906, XXVII, 3, Berlin 1907, S. 381.

⁴⁾ „Paludinenbank in dem Bohrloche Karolinenhöhe bei Spandau.“ Diese Zeitschr. 1902, Monatsber. 1, S. 1—6.

		unter N. N.
4. Grüner Weg	} Berlin	— 9,5 -
5. Böckhstraße 27		— 6,6 -
6. Dragonerkaserne Blücherstraße		— 13,1 -
7. Kürassierkaserne Alexandrinenstraße		— 11,0 -
8. Admiralsgartenbad Friedrichstraße		— 15,3 -
9. Brauerei Tivoli, Kreuzberg		— 7,8 -
10. Vereinsbrauerei Rixdorf		— 20,1 -
11. Karolinenhöhe bei Spandau		— 9,4 -

Die Frage nach der Altersstellung der Paludinenbank darf noch nicht als gelöst gelten. Wie schwer die Entscheidung noch immer ist, zeigt am besten die für das Diluvium der Umgebung Berlins sehr bedeutsame, soeben zitierte Arbeit KAUNHOWENS. Hier wird nach eingehender Prüfung auf Seite 384 festgestellt, daß der Paludinen-Horizont „nur unter einem Geschiebemergel“, und zwar dem oberen, zu suchen ist; und dann folgt der Arbeit ein kurzer Nachtrag, der diese eben gewonnenen Ergebnisse auf Grund neuer Bohrungen bereits wieder unwirkt und dafür folgendes Profil gibt:

- Talbildungen.
- Oberer Geschiebemergel,
- II. Interglazial (Rixdorfer Horizont mit Säugetierresten; Torf).
- Mittlerer Geschiebemergel.
- I. Interglazial (Paludinen-Horizont).
- Unterer Geschiebemergel.

Damit kehrt KAUNHOWEN zu der kurz vorher bekämpften Auffassung zurück, die WAHNSCHAFFE in der Januar-Sitzung der geol. Gesellschaft 1902 entwickelt hatte und neuerdings in einer brieflichen Mitteilung vom Jahre 1906¹⁾ gegen die Angriffe von WIEGERS²⁾ und MENZEL³⁾ verteidigte.

Um also ein sekundäres Vorkommen von *Paludina diluviana* in „unterem Sande“⁴⁾ — wir befinden uns hier beispielsweise ca. 40 m über N. N. — zu verstehen, bedarf es nur der An-

¹⁾ Diese Zeitschr. 58, S. 158—167.

²⁾ Diese Zeitschr. 57, Monatsber. 12, S. 485—514.

³⁾ Centralbl. Min. 1906, S. 181—189.

⁴⁾ KAUNHOWEN spricht in der mehrfach erwähnten Abhandlung den Geschiebemergel der Charlottenburger Diluvialinsel im Gegensatz zur geol. Spezialkarte als oberen an und muß entsprechend die auflagernden Sande des Westend-Plateaus als „oberen Sand“ deuten. Da diese Sande unmittelbar in diejenigen des Grunewalds fortsetzen dürften, die ihrerseits wieder an der Linie Wilmersdorf—Dahlem unter den oberen Geschiebemergel einstecken (wie bei allen Hausbauten der südlichen Vororte in ca. 2 m Tiefe deutlich zu sehen ist), scheint jene Auffassung recht anfechtbar. Oder ist sie in dem gleichfalls genannten Nachtrage inhaltlich bereits zurückgenommen worden?

Übrigens ist ein vereinzelt Vorkommen von *Paludina diluviana* im unteren Sande keine Seltenheit (Müggelheim usw.).

nahme, die Gletscher der zweiten Vereisung hätten jene Paludinenbank aufgearbeitet und ihre Abschmelzwasser hätten den weiteren Transport übernommen. Kaum aber ist es denkbar, daß auf solche Weise eine derartige Anzahl von Schalen dicht beieinander bleibt, wie es bei dem Paulsborner Fund der Fall ist. Dieser Umstand ist nur verständlich unter der Voraussetzung, daß das ganze Nest in der Nähe ausgehoben ist.

Eine als Ganzes emporgerissene Scholle der Paludinenbank des I. Interglazials müßte, wenn wir dort den Ursprung suchen, die Bildung der gesamten, erfahrungsgemäß außerordentlich mächtigen Spatsande überdauert haben und erst ganz zum Schluß — es handelt sich um die allerobersten Bänke — den Schmelzwassern zum Opfer gefallen sein, eine ziemlich unmögliche Vorstellung!

Nun hat man es aber hier nach Ausweis der groben Gerölle nicht mehr mit dem eigentlichen unteren Sande zu tun, der in der Hauptsache das Grunewaldplateau zusammensetzt. In dem Maße, wie sich das Inlandeis zurückzog, wurden aus den Schmelzwassern und ihren Nachfolgern interglaziale Wasserläufe, ohne daß eine scharfe Grenze zu erwarten wäre. Die Ablagerungen eines solchen in den unteren Sand eingeschnittenen Flusses, also ein zeitliches Äquivalent der Rixdorfer Sande, Interglazial II des angeführten Normalprofils, dürften wir hier vor uns haben¹⁾. Seine Stromrichtung ist ohne weitgehende Aufschlüsse in der ganzen Umgebung der Kiesgrube natürlich nicht festzustellen. (Vielleicht ist die Bildung der Bucht und des einen oder andern jener seltsamen „Gräben“ im Grunewaldplateau auf seine Rechnung zu setzen.) Als Vorläufer der Grunewaldrinne möchte ich ihn aber aus dem Grunde nicht betrachten, weil die letzte, zeitlich zwischen beide Talbildungen fallende Vereisung alle hydrographischen Verhältnisse vor durchaus neue Bedingungen stellen mußte. Daß wir ferner nicht eine Ablagerung der Grunewaldrinne selbst vor uns haben, scheint mir aus der geschilderten schiefen Lagerung und der Überdeckung durch spärliche Reste der jüngsten Grundmoräne hervorzugehen.

¹⁾ Auch die benachbarten Teile der Spatsande, soweit sie einige Schalen führen, müssen entsprechend als interglazial gedeutet werden. Eine scharfe Grenze ist auch deshalb nicht zu erwarten, weil das sandige Material kein festumgrenztes Flußbett ermöglichte und ständige Umlagerungen stattfinden mußten. Übrigens faßte auch DAMES (Neues Jahrb. Min. 1896, Bd. I, S. 224—227) die jüngeren Teile des „unteren Sandes“ als interglazial auf und stellte den von ihm beschriebenen Fund (bearbeitete Pferde-Scapula) im Alter „den knochenführenden Ablagerungen von Rixdorf“ gleich.

Nun bleibt für die Paludinenreste die Erklärung, daß diese Schnecke unweit des heutigen Fundortes in ruhigerem Wasser gelebt habe, analog ihren rezenten Verwandten an den Havelufern, und daß die (leeren?) Schalen hier zusammengeschwemmt wurden. Der Zweifel in der Altersfrage würde sich dann sehr einfach dahin lösen lassen, daß *Paludina diluviana* stellenweis auch während des zweiten Interglazials noch in unseren Gegenden gelebt hat¹⁾. Sie als Leitfossil innerhalb des norddeutschen Diluviums zu verwenden, ist gewiß einstweilen noch unzulässig. NEUMAYR²⁾ hat sie bekanntlich im unteren Donaugebiet sogar noch lebend wiedergefunden, allerdings im Stadium des Übergangs zu einer neuen Art (var. *crassa* NEUM.)³⁾. Die Möglichkeit, daß sie erst von der dritten Vereisung endgiltig aus Norddeutschland vertrieben worden sei, ist also nicht ohne weiteres von der Hand zu weisen.

Jedenfalls darf man sich von einer kritischen Zusammenstellung aller Paludinenfunde der näheren Umgebung Berlins, wie sie KAUNHOWEN angekündigt hat, mannigfache Klärung versprechen. (Vgl. auch die Tabelle in BERENDT: „Der Untergrund Berlins“, Berlin 1897, S. 13—14).

25. Pyroxengranulit im Plansker Gebirge in Südböhmen.

Von Herrn W. BERGT.

(Hierzu eine Texttafel.)

Leipzig, den 28. November 1908.

An anderer Stelle⁴⁾ habe ich vor kurzem darauf hingewiesen, daß Pyroxengranulit im böhmischen „Urgebirgswürfel“ nicht auf das sächsische Granulitgebirge beschränkt ist, daß ihm, obgleich die Angaben über sein Auftreten außerhalb des sächsischen

¹⁾ Immer vorausgesetzt die Bestätigung der Annahme von drei Vereisungen.

²⁾ Diese Zeitschr. 1887, Bd. 39, S. 606—611.

³⁾ Für den Paulsborner Fund gilt das Verhältnis, das NEUMAYR als für das Diluvium normale angibt, nämlich ein Überwiegen der var. *gracilis* NEUMAYR. Die beiden Formen sind allerdings sehr schwer mit Gewißheit zu trennen.

⁴⁾ Diese Zeitschr. 60, 1908, Monatsber. Nr. 8/10, S. 231.

Teiles bisher noch sehr dürftig waren und wenig beachtet und gewürdigt worden sind, sicher eine allgemeine Verbreitung im Bereich der hierhergehörigen bayerischen, böhmischen, niederösterreichischen und mährischen Gebiete zukommt, viel größer, als man anzunehmen geneigt war.

Meine dahingehenden Untersuchungen in Südböhmen übertrafen weit die Erwartungen.

Westlich von Budweis liegen im Gneisgebiete des südöstlichen Böhmer Waldes drei voneinander getrennte Granulitmassen. Die östliche, das sog. Plansker Gebirge, ist die größte; westlich davon erstrecken sich die beiden kleineren, das Prachatitzer und das Christianberger Granulitgebiet. Alle drei Gebiete besitzen ungefähr elliptische Umgrenzung. Das Plansker Gebirge hat, wenn man den keilförmigen Vorsprung nach SW in den Gneis abrechnet, eine SO-NW gerichtete große Achse von 18 km Länge, eine kleine von 11 km. Die Achsen der unregelmäßigen Prachatitzer Granulitlinie messen, denen der ersten gleich gerichtet, 10 und 7 km. Und die kleinste Ellipse von Christianberg, O-W gestreckt, hat 7 und 4 km lange Achsen. Zum Vergleich hierzu weist die SW-NO verlaufende sächsische Granulitellipse Achsen von 50 und 18 km Länge auf.

Die petrographische Zusammensetzung der drei böhmischen Granulitgebiete ist wesentlich die gleiche wie die des sächsischen. Granulite mit Granat, Cyanit, Sillimanit, Biotit bilden das Hauptgestein. Die in Südböhmen vorhandenen Turmalingranulite fehlen bisher in Sachsen¹⁾. Die in Sachsen angeblich vorkommenden, in Südböhmen nicht bekannten sog. Andalusitgranulite enthalten keinen Andalusit, sondern Sillimanit²⁾. Selbst wenn derartige kleine unwichtige Verschiedenheiten beständen, könnten sie nicht gegen eine Wesengleichheit der sächsischen und böhmischen Gebiete sprechen. — Auch die Textur- und Strukturverhältnisse der Granulite sind überall gleich.

Ferner spielen in allen genannten Gebieten Serpentine eine große Rolle, desgleichen dunkle Augit- und Hornblendegesteine, die vorwiegend an die Ränder der geschlossenen Granulitmassen gebannt sind und diese gern kranzartig umschließen. Während aber in Sachsen die dunklen Randgesteine dem Gabbro angehören, der vielfach in flaseriger

¹⁾ Ein geringer mikroskopischer Turmalingehalt ist auch hier vorhanden.

²⁾ E. KALKOWSKY: Lithologie, 1886, S. 183, und Isis, Dresden, 1907, S. 47.

Ausbildung erscheint und mit sog. Amphiboliten (Hornblende-gabbro und Gabbroamphibolit) innig verknüpft ist, fehlte bisher der Gabbro in den gerade hier sehr ausgedehnten Randzonen um die Granulitellipsen Südböhmens vollständig; die dunkelen Gesteine wurden hier als Hornblendegesteine, Hornblendeschiefer und Amphibolite bezeichnet. Ein zweiter wesentlicher Unterschied schien darin zu bestehen, daß die in Sachsen reichlich auftretenden, mit dem hellen Granulit innigst verbundenen Pyroxengranulite in Böhmen unbekannt waren. Weder v. HOCHSTETTER 1854¹⁾ noch v. CAMERLANDER 1888²⁾ hat sie hier gefunden. v. CAMERLANDER beschreibt zwar vom Salzerbühel SO bei Prachatitz und bei Dobrusch (im Plansker Gebirge) Augit-Hornblende-Granatgesteine mit der gleichen, aus den sächsischen Pyroxengranuliten bekannten zentrischen Struktur sehr ausführlich, aber „echte Pyroxengranulite (die alten sächsischen Trappgranulite), die LEHMANN von einigen Punkten auch Südböhmens erwähnt, fand ich in meinem Gebiete, wiewohl sich meine Studien ja recht eigentlich in den sonst mit ihnen vergesellschafteten Augit- und Amphibolgesteinen bewegten, nicht auf“ (S. v. CAMERLANDER S. 141).

Die beiden, durch das Fehlen von Gabbro und von Pyroxengranulit in den südböhmischen Granulitlinsen im Gegensatz zu Sachsen dargestellten Unterschiede bestehen nicht. Daß auch in jenen echte Gabbros reichlich vorhanden sind und daß die sog. Amphibolite und Hornblendeschiefer auch hier mindestens zu einem großen Teile Hornblendegabbros und Gabbroamphibolite sind, werde ich an einer anderen Stelle dartun. Dagegen soll hier die allgemeine Verbreitung des Pyroxengranulites im Plansker Gebirge gezeigt werden.

Wie schon oben angedeutet, hat J. LEHMANN³⁾ 1884 in dem zuletzt genannten Gebiete Pyroxengranulite, „die in ihren mikroskopischen Details durchaus den sächsischen Vorkommnissen gleichen“, mehrfach gefunden. Er erwähnt das Gestein von Rothenhof unfern Kalsching, zwischen Mistelholz und Oberhäuser, und weiter nach Berlau zu in einzelnen Blöcken oder Lesesteinen; nicht weit von jenem Orte nach Kugelwaid zu mitten im Fahrwege im Verbande mit lichten Granuliten

¹⁾ Geognostische Studien aus dem Böhmerwald I. Granulit und Serpentin im südl. Böhmen. Jahrb. geol. Reichsanst. 1854, 5, S. 1—67.

²⁾ Zur Geologie des Granulitgebietes von Prachatitz. Ebenda 37, 116—142.

³⁾ Untersuchungen über die Entstehung der altkrystallinischen Schiefergesteine, 1884, 240/241.

anstehend; größere zerspaltene Stücke in den Einfriedigungen um Berlau herum mehrfach, so auf dem Wege nach Jaronin.

Ist schon an und für sich an den Angaben LEHMANN'S als eines ausgezeichneten Kenners des sächsischen Granulitgebirges nicht zu zweifeln, so werden sie durch die folgenden Ausführungen von neuem bestätigt.

Zuletzt beschrieb BARVIR¹⁾ einen grünlichen Pyroxengranulit, der bei Adolfsthal unweit Krems am linken Bachufer im weißen Granulit eine $\frac{1}{4}$ m mächtige Einlagerung bildet. Dieses Gestein stellt, wie ich mich an mehreren, von Herrn BARVIR freundlichst zur Verfügung gestellten Schliffen überzeugen konnte, eine Abart des Pyroxengranulits dar, die bisher auch in Sachsen nicht gefunden worden ist. Ich werde an anderer Stelle darauf und auf seine Bedeutung zurückkommen.

Um die Frage des Auftretens von Pyroxengranulit in den südböhmischen Granulitlinsen zu prüfen, beging ich im Herbst 1908, leider auf eine kurze Zeit beschränkt, die südliche Hälfte des Plansker Gebirges, besonders die Gegend von Krumau. Ich fand Pyroxen- und Hornblendeproxengranulite in Lesesteinen am Weg von Krenau nach Hödlwald nahe Kl. Gabel, bei Rothenhof unfern Kalsching (vergl. LEHMANN), am Dorfe Kalsching. Sehr verbreitet scheint Pyroxengranulit zwischen Dobrusch und Ochsbrunn zu sein. Je mehr man sich, vom Süden, von Richterhof kommend, dem Kreuz östlich von Ochsbrunn nähert, desto reicher werden die Straßenschotterhaufen an Stücken des dunklen granathaltigen Pyroxengranulits. Daß dieser Straßenschotter weit hergeschafft würde, ist nach dem Charakter der Gegend unwahrscheinlich; vielmehr verdient die Aussage eines dortigen Bauern Glauben, daß die Steine aus den Feldern bei Ochsbrunn stammen. Das Gestein hält an bis südlich von Dobrusch, bis zu der Stelle, von der v. CAMERLANDER 1888 das oben erwähnte Granat-Hornblende-Augitgestein mit zentrischer Struktur beschreibt. Eine Entblößung ist aber nicht mehr vorhanden; einzelne größere Blöcke in der Wiese links an der Straße und ein Steindamm rechts (an der Ostseite der Straße) deuten noch den früheren Anbruch an. Lesesteine von Pyroxengranulit findet man ferner in der Gegend zwischen Berlau und Chlumeček, also mitten im Granulitgebiet. Auch die höchste, aus Granulit bestehende Erhebung des Plansker Gebirges, der Schöninger

¹⁾ Über den grünlichen Pyroxengranulit von Adolfsthal. Sitz.-Ber. böhm. Ges. Wiss. 1897, Nr. III, 6 S. (tschechisch). Ber. Neues Jahrb. Min. 1899, II. 57.

(1084 m), enthält offenbar Einlagerungen von Pyroxengranulit, denn ich fand Lesesteine davon beim Anstieg von Adolfsthal, also vom Nordosten her, bis auf den Gipfel.

Der Aufschluß im Pyroxengranulit beim Bahnhof Adolfsthal. Sind die angeführten Lesesteinfunde schon von Wert, weil sie die allgemeine Verbreitung des Pyroxengranulits in der Südhälfte des Plansker Gebirges dartun, so gewährt ein ausgezeichneter Aufschluß nahe dem Ostrand der Granulit-ellipse einen hervorragend schönen Einblick in die Verbandsverhältnisse jenes mit dem normalen Granulit. Nicht weit südöstlich vom Bahnhof Adolfsthal, auf dem rechten Bachufer, unmittelbar an der Südseite der Bahn (also in der Bahnrichtung nach Krumau) sind in den letzten zehn Jahren, mit stetem Vorrücken nach SO und Vergrößerung von der Bahn weg, oberflächlich recht ausgedehnte Anbrüche geschaffen und z. T. wieder aufgelassen worden, in denen der helle Granulit von zahlreichen Linsen, Kugeln und Schlieren dunkelen, meist granatreichen Pyroxengranulits durchschwärmt wird. Man glaubt sich hier in das klassische Gebiet des Granulits, in das sächsische Mittelgebirge, versetzt, obwohl dort ein so schöner Aufschluß gleicher Art nicht vorhanden ist. Am überraschendsten zeigten sich im Herbst 1908 die Verhältnisse in dem am weitesten nach SO gerückten Bruch. Die daselbst lagernden Haufen von großen Werkstücken dunkelen Pyroxengranulits geben schon eine Vorstellung von der Häufigkeit und Größe der Pyroxengranulitpartien. Auf dem Boden und an den Wänden des Bruches erblickt man angeschlagene Einlagerungen des vollständig frischen, technisch wertvollen Gesteines. Den lehrreichsten Anblick bot ein auf der Texttafel photographisch wiedergegebener kleiner stehengebliebener Felsgrat in dem äußersten südöstlichen Teile des Bruches. Hier sind auf einer verhältnismäßig kleinen Fläche (die Länge des aufgestellten Hammers beträgt 37 cm) zahlreiche Kugeln, Linsen und lang ausgezogene, teilweise mannigfaltig gewundene Schlieren von dunkeltem Pyroxengranulit im hellen Granulit sichtbar. Die Kugeln zeigen vielfach ausgeprägte schalige Verwitterung und Ablösung¹⁾.

Auf die petrographische Beschaffenheit der neuen Vorkommnisse von Pyroxengranulit gehe ich hier nicht näher ein. Nur einiges mag hervorgehoben werden. In den Brüchen am

¹⁾ Auch die Abhänge zwischen Bahnhof Adolfsthal und der Eisenbahnbrücke (rechtes Ufer) und die Felsen am linken Ufer an der Brücke lieferten Pyroxengranulit anstehend und in Lesesteinen.

Bahnhof Adolfsthal sind wesentlich drei verschiedene Arten von Granulit miteinander verbunden, ein heller normaler Granulit, ein bläulichgrauer bis dunkelgrauer Pyroxengranulit, der vollständig dicht ist, an den Kanten stark durchscheint, und dessen winzige blasse Granaten wenig auffallen, endlich ein schwarzer, mehr körniger Pyroxengranulit, dessen zahlreiche, bis 3 mm große Granaten das makroskopische Aussehen des Gesteins mit beherrschen. Die zweite Art entspricht dem grauen Granulit, den BARVIR a. a. O. von Hollubau (nicht weit südwestlich von Adolfsthal) beschrieben hat. Er enthält die dunklen Silikate, rhombischen und monoklinen Pyroxen, Biotit nur in geringen Mengen und stellt den Übergang vom pyroxenreicheren Pyroxengranulit zum gemeinen Granulit dar. Er gehört dem sächsischen Typus der pyroxenarmen Orthoklaspyroxengranulite an. Die dritte Abart, der dunkle Pyroxengranulit, ist am reichsten an Pyroxenen, neben denen Biotit eine untergeordnete Rolle spielt, und gleicht auch mikroskopisch vollständig den zahlreichen sächsischen Vorkommnissen. Weit- aus vorherrschend ist dieser dunkle Adolfsthaler Granulit ein reiner Pyroxengranulit, worin Hornblende fehlt oder ganz zurücktritt. Allerdings wurde aus den Adolfsthaler Brüchen auch der Kern einer kleinen Kugel präpariert, worin braune und grüne, durchaus primäre, d. h. dem augitischen Mineral der Entstehung nach gleichgeordnete Hornblende reichlich vorhanden ist und das Gestein zu einem Hornblendepyroxengranulit stempelt. Diese hornblendereichen Granulite zeigen die zentrische Struktur, radialstrahlige Anordnung von Augit- und Hornblendestengeln um einen Punkt oder um Granatkörner, ganz besonders häufig und schön, in vollständiger Übereinstimmung mit den Verhältnissen in Sachsen. Dazu gehören die Vorkommnisse vom Nordostabhang des Schöningers, das südlich von Dobrusch, das von Kalsching und Rothenhof. Sie gleichen vollständig den sächsischen zwischen Penig und Zinnberg (Bl. 76), Mühlau (nördliches Ende Bl. 76), aus dem Tunnel bei Diethensdorf im Chemnitztal (Bl. 77) u. a. O. Derartige Hornblende- oder Hornblendepyroxengranulite mit zentrischer Struktur, die häufig — nach meiner Auffassung irrtümlich — als Amphibolite bezeichnet werden, treten nach Schriffen, die mir die Herren F. E. SUESS in Wien und BARVIR in Prag freundlichst zur Verfügung stellten, auch in den Granulitgebieten Mährens und Niederösterreichs auf und bestätigen von neuem die Gleichheit der Verhältnisse.

Die oben erwähnten Pyroxengranulite von Ochsbrunn enthalten außer reichlichem Pyroxen und wechselnden, meist ge-

ringen Mengen von Hornblende auch so viel Biotit, daß sie folgerichtig als Biotitpyroxengranulite bezeichnet werden müssen. Im übrigen unterscheiden sie sich nicht von den reinen Pyroxengranuliten.

Wenn wir die von LEHMANN 1884 erwähnten Vorkommnisse, den durch BARVIR von Adolfsthal am linken Bachufer beschriebenen Pyroxengranulit mit den neuen Funden vereinigen, dann ergibt sich in der Südhälfte des Plansker Gebirges eine Verbreitung dieses Gesteines, die sich den sächsischen Verhältnissen ebenbürtig an die Seite stellt; und es ist wohl nur eine Frage der Zeit, daß in den übrigen Teilen der hierhergehörigen Gebiete der böhmischen Masse weitere Vorkommnisse entdeckt werden.

Genetische Betrachtungen. Eine eingehende Behandlung der Frage, welche Entstehung und welches Alter die Granulite, Pyroxengranulite und Gabbrogesteine hier haben, kann erst bei Betrachtung des Materiales des gesamten Bereiches — des bayerisch-böhmischen Grenzgebirges — in Zusammenhang mit Sachsen vorgenommen werden. Aus dem Bisherigen geht aber bereits die Tatsache hervor, daß durch das ganze Gebiet gleiche Verhältnisse herrschen. Schon aus diesem Grunde würde es einen vollkommenen Widersinn bedeuten, wollte man für diese in sich doch so mannigfaltig aus den verschiedensten Granuliten, Pyroxengranuliten, Gabbro, Serpentin usw. zusammengesetzten, unter sich aber vollständig gleichen Granulitgebiete an dem einen Ort eine eruptive, an einem anderen eine sedimentär-metamorphe Entstehung annehmen. Die notwendige Schlußfolgerung ist vielmehr, alle in der böhmischen Masse vorhandenen Granulitgebiete haben die gleiche Entstehung. Der Verfasser hat sich bereits für einen eruptiven Ursprung der großen Gabbro-Amphibolitmassen im bayerisch-böhmischen Grenzgebirge ausgesprochen. Die gleiche Auffassung hat er auch in bezug auf die „Granulitlinsen“. Die gleiche Entstehung fordert nicht notwendig das gleiche Alter. Aber auch hierin dürften künftig die Beweise erbracht werden können, daß die besprochenen Bildungen gleiches oder nicht wesentlich verschiedenes Alter haben. Endlich bedarf die Überzeugung des Verfassers, daß die Eigenschaften der in Betracht kommenden Gesteine zu ihrer Erklärung keineswegs eine nach der Erstarrung einsetzende Metamorphose erfordern, einer an einer anderen Stelle zu gebenden ausführlichen Begründung.

26. Radiolarit im Culm der Attendorn-Elisper Doppelmulde (Rheinisches Schiefergebirge).

Von Herrn OTTO WILCKENS.

Bonn, den 25. November 1908.

Den nordöstlichen Teil des Rheinischen Schiefergebirges durchzieht zwischen Ebbe- und Rothaargebirge mit niederländischem Streichen eine Mulde jüngerer Gesteine, die gegen SW eine Doppelung erfährt — die Attendorn-Elisper Doppelmulde. In ihrem Kern erscheinen als jüngstes Glied der Schichtfolge Ablagerungen des Culm, an deren Zusammensetzung Tonschiefer, kieselige Crinoidenkalke und Kieselschiefer teilnehmen. Letztere kennen zu lernen, war eins meiner Hauptziele gelegentlich einer Exkursion (Juli 08), auf der Herr Dr. HENKE mich mit meinen Studenten in dem von ihm¹⁾ eingehend untersuchten, sowohl durch seine mannigfachen Faciesverhältnisse als auch durch seinen Gebirgsbau so überaus interessanten SW-Teil der Mulde führte, wofür ich ihm auch an dieser Stelle meinen herzlichen Dank ausspreche. Es lag mir daran festzustellen, ob es sich bei diesen culmischen Kieselschiefern um Radiolarit handelte.

An diese Frage knüpft sich ein doppeltes Interesse. Erstens wünschte ich zu konstatieren, ob auch hier STEINMANN'S Behauptung²⁾ zutrifft, daß die Hauptmasse der „Kieselschiefer“ in den deutschen Mittelgebirgen unter den Begriff des Radiolarits fällt. Ferner aber handelt es sich um den Ursprung der Radiolaritgerölle, die Herr Dr. J. FENTEN in großen Mengen in den diluvialen Rheinterrassen zwischen Bingen und Köln entdeckt hat³⁾, und deren Herkunft nament-

¹⁾ W. HENKE: Zur Stratigraphie des südwestlichen Teiles der Attendorn-Elisper Doppelmulde. Inaug.-Diss. Göttingen 1907.

²⁾ G. STEINMANN: Geolog. Beobachtungen in den Alpen II: Die SCHARDT'Sche Überfaltungstheorie und die geolog. Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolithischen Massengesteine. Ber. der Naturf. Ges. Freiburg i. B. XVI, S. 61. Vgl. auch H. ROSENBUSCH: Elemente der Gesteinslehre, 2. Aufl., S. 412: „Es ist nicht unwahrscheinlich, daß die Kieselschiefer, welche in dem altpaläozoischen Schichtsystem bis hinauf ins Culm verbreitet sind, ursprünglich biogene Gesteine waren.“

³⁾ Herr Dr. FENTEN wird über seine Funde in einer demnächst erscheinenden Arbeit berichten.

lich auch wegen STEUERS Angabe¹⁾ des Vorkommens von alpinem Radiolarit bei Trechtingshausen und Werlau über St. Goar sowie am Dattenberge bei Linz a. Rh. und der daraus gezogenen Schlußfolgerungen von besonderer Wichtigkeit ist.

Wir begegneten den culmischen Kieselschiefern auf unser Exkursion am Nordabhang des Himmelsberges bei Niederhelden²⁾ und am Schadenberg südwestlich von Förde. Hier wie dort ist das Gestein von schwärzlicher Farbe und wird von weißen Quarzäderchen und gelb und braun beschlagenen Kluftflächen durchsetzt. Schon mit bloßem Auge oder doch mit der Lupe erkennt man darin zahllose Pünktchen. Als solche geben sich dem nicht- oder schwachbewaffneten Auge die Radiolarien in den Radiolariten zu erkennen.

Im Dünnschliff erscheinen die Radiolarien in dem dunkel gefärbten Gestein nicht gerade dicht gedrängt, aber doch in reichlicher Masse als wasserklare Durchschnitte von kreisrunder, elliptischer oder verzerrter Form.

Der Durchmesser der ersteren beträgt durchschnittlich 0,1 mm³⁾. Zum Teil ist der Rand der Durchschnitte annähernd glatt und scharf, manchmal aber auch verschwommen, sehr oft relativ grob gezackt. Diese Zacken sind als Reste einer Bestachelung der Gehäuse aufzufassen. Das eigentliche Skelett ist fast nie erhalten, sondern der ursprünglich von der Radiolarie eingenommene Raum wird — wie die Interferenzerscheinungen bei gekreuzten Nicols zeigen — von radiafasriger Kieselsäure erfüllt.

Daß Kieselschiefer- oder Lyditgerölle im Rhein vorkommen, ist bekannt⁴⁾. Daß solche Radiolarien führen, stellte RÜST 1892 fest⁵⁾. Die Kenntnis der ungeheuren Verbreitung von Radiolaritgeröllen in den diluvialen Schotterterrassen des

¹⁾ A. STEUER: Über das Vorkommen von Radiolarienhornsteinen in den Diluvialterrassen des Rheintals. Notizblatt des Ver. f. Erdkunde usw. 4. Folge, XXVII, S. 27—30, 1906.

²⁾ Dies Dorf liegt westlich des durch seine Kieslagerstätte bekannten Ortes Meggen.

³⁾ Ich maß z. B. 0,141 — 0,113 — 0,108 — 0,096 mm. Es kommen aber auch größere und kleinere vor. Monaxone Formen wurden nicht angetroffen. Der elliptische oder unregelmäßige Umriß mancher Durchschnitte dürfte nur auf Verdrückung beruhen.

⁴⁾ S. z. B.: B. SRÜRTZ: Das Rheindiluvium talwärts von Bingerbrück. Verh. d. Naturh. Ver. Rheinl. Westf. 64, 1907, S. 4.

⁵⁾ RÜST: Beitr. zur Kenntnis der fossilen Radiolarien aus Gesteinen der Trias und d. paläoz. Schichten. Palaeontographica 38, S. 115. Ebenda S. 111/112 erwähnt RÜST Radiolarit von Braunau und Wildungen in Waldeck, also vom Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges.

Rheines verdanken wir FENTEN. KAYSER schreibt¹⁾, daß die Culmkieselschiefer am Nord-, am Ostrand und im Innern des rheinischen Gebirges sich durch ihre Radiolarienfauna als Tiefseeabsätze zu erkennen geben. Hier ist in einem weiteren Falle Culmradiolarit nachgewiesen. Der einheimische Ursprung der diluvialen Radiolaritgerölle in den Rheinterrassen, wenigstens zwischen Köln und Koblenz²⁾, ist somit wahrscheinlich, ja gewiß. Sie entstammen dem Culm des Rheinischen Schiefergebirges.

¹⁾ Lehrbuch der Geologie, II. Teil, 3. Aufl., S. 210.

²⁾ Selbstverständlich sind die diluvialen Radiolaritgerölle des Rheines oberhalb Bonn nicht von der Attendorn-Elsper Doppelmulde, sondern vom Culm, z. B. der Lahn und Dill, abzuleiten. So schreibt auch STÜRTZ a. a. O. S. 4: „Schwarze Kieselschiefer . . . brachten der Main und die Lahn . . .“ (Auf die Frage, inwieweit der diluviale Main Radiolaritbringer gewesen ist, kann ich hier nicht eingehen.)

Neueingänge der Bibliothek.

- British Museum: A guide to the elephants (recent and fossil) exhibited in the department of geology and palaeontology in the British Museum (Natural History), London. Mit 31 Abbild. Nebst Vorwort von A. S. WOODWARD. 8°. London 1908.
- Bücher-Verzeichnis des Vereins für die bergbaulichen Interessen im Oberbergamtsbezirk Dortmund zu Essen. 3. Ausgabe. Nachtrag 1908. 8°. Berlin 1908.
- FISCHER, FERD.: Die Industrie Deutschlands und seiner Kolonien. 2. Aufl. 8°. Leipzig 1908.
- FRAAS, E.: *Aetosaurus crassicauda* n. sp. nebst Beobachtungen über das Becken der Aetosaurier. M. 2 Taf. (S.-A. a. Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Ntkde. i. Württembg. 1907.) [= Mitt. a. d. Kgl. Nat.-Kab. z. Stuttgart, Nr 42.] 8°. Stuttgart 1907.
- Pleistocäne Fauna aus den Diamantseifen von Südafrika. M. 1 Taf. u. 2 Abb. (S.-A. a. Z. d. D. geol. Ges. 1907.) 8°.
- Säge von *Propristis Schweinfurthi* DAMES aus dem oberen Eocän von Agypten. (S.-A. a. N. Jb. f. Min. 1907, I.) [= Mitt. a. d. Kgl. Nat.-Kab. z. Stuttg., Nr 39.] 8°. Stuttgart 1907.
- Ostafrikanische Dinosaurier. (S.-A. a. Palaeontographica, Bd 55.) [= Mitt. a. d. Kgl. Nat.-Kab. z. Stuttgart, Nr 61.] 4°. Stuttgart 1908.
- GERTH, HEINRICH: Beiträge zur Phylogenie der Tubocorallier. (S.-A. a. Zeitschr. f. induct. Abstammungs- u. Vererbungsl. I, 1908.) 8°. Berlin.
- GRUBENMANN, U.: Vorläufige Mitteilung über einen schweizerischen Sillimanitgneis. (S.-A. a. Vierteljahrsschr. d. Nat. Ges. i. Zürich, Jg. 52, 1907.) 8°. Zürich.
- Der Granatolivinfels des Gordunotales und seine Begleitgesteine. (S.-A. a. Vierteljahrsschr. d. Naturf. Ges. in Zürich, Jg. 53, 1908.) 8°. Zürich.
- Über Steinbeile aus den thurgauischen Pfahlbauten bei Steckborn und Kreuzlingen. (S.-A. a. Mitt. d. Thurg. Ntf. Ges.) 8°. o. O. u. J. (1908).
- HÄBERLE, DANIEL: Paläontologische Untersuchung triadischer Gastropoden aus dem Gebiet von Predazzo. M. 5 Taf. u. 24 Abb. i. T. (S.-A. a. Verh. d. Nat.-Med. Ver. z. Heidelberg, N. F. Bd IX, H. 2/3.) 8°. Heidelberg 1908.
- I. Über die Entstehung von Lumachellen. II. Zu den Erklärungsversuchen über die Entstehung der Mikrofauna von St. Cassian in Süd-Tirol. [Aus: HÄBERLE, D.: Paläont. Untersuchg. triad. Gastrop. a. d. Geb. v. Predazzo.] (S.-A. a. Verh. d. Nat.-Med. Ver. z. Heidelberg. N. F. Bd IX, H. 2/3.) 8°. Heidelberg 1908.
- Pfälzische Bibliographie I. Die geologische Literatur der Rheinpalz vor 1820 und nach 1880 bis zum Jahre 1907 einschließlich. (S.-A. a. Mitt. der Pollichia, Jg. 64, 1907.) 8°. Heidelberg 1908.
- HAMBLOCH, ANTON: Die Monographie des Trasses. 8°. (Andernach a. Rh.) 1908.
- Was lehrt uns die Literatur über Traß? Eine bibliograph. Studie. 8°. Leipzig 1908.
- HERMANN, RUDOLF: Caries bei Mastodon. Mit 1 Taf. u. 4 Abb. i. T. (S.-A. a. Anatomischer Anzeiger, Bd. 32, 1908.) 8°.
- HOEHNE, E., u. W. GOTHAN: Über die Frage der Klimazonenbildung im Jura und in der Kreide. — A) HOEHNE, E.: Beleuchtung der

- Frage auf Grund der tierischen Reste; B) GOTHAN, W.: Beleuchtung der Frage auf Grund der pflanzlichen Reste. (S.-A. a. Nat. Wochenschr., N. F., Bd. VII.) 8°.
- HUENE, F. R., VON, and LULL, R. S.: On the Triassic Reptile *Hallopus* VICTOR MARSH. (S.-A. a. Amer. Journal of Science, Vol. XXV, 1908.) 8°.
- KOEHN: Wasserwirtschaftliche Aufgaben Deutschlands auf dem Gebiete des Ausbaues von Wasserkraften. Vortrag. (S.-A. a. Zentralbl. f. Wasserbau u. Wasserwirtschaft 1908.) 4°.
- KRAHMANN, MAX: Die Aufgaben der Bergwirtschaft im Rechts- und Kulturstaat. Haupttext I. 8°. Berlin 1908.
- KRAUSE, AUREL.: Über einige Landschnecken von der Tschuktschenhalbinsel und aus dem südöstlichen Alaska. (S.-A. a. S.-B. d. Ges. Nat. Frde. z. Berlin 1883.) 8°. [Beigedr. kleinere Mitt. von REINHARDT, HILGENDORF, BEYRICH, MARTENS.]
- Neue Ostrakoden aus märkischen Silurgeschieben. M. 2 Taf. (S.-A. a. Z. d. D. geol. Ges., Jg. 1892.) 8°.
- LEHMANN, EMIL: Petrographische Untersuchungen an Eruptivgesteinen von der Insel Neupommern. Inaug.-Diss. Berlin. 8°. Wien 1908.
- LEPPLA: Geologische Vorbedingungen der Staubecken. Vortrag. (S.-A. a. Zentralbl. f. Wasserbau u. Wasserwirtsch. 1908.) 4°.
- LISSON, CARLOS J.: Contribución á la geología de Lima y sus Alrededores. 4°. Lima 1907.
- MARTIN, RUDOLF: Revision der obereocänen und unteroligocänen Creodonten Europas. Mit 4 Tafeln. (Aus: Revue Suisse de Zoologie, T. XIV, 1906.) 8°. Genf 1906.
- MORDZIOL, C.: Über *Agnostus pisiformis* L. M. 1 Abb. (S.-A. a. Centralbl. f. Min., Jg. 1908.) 8°. Stuttgart 1908.
- NAUMANN, ERNST: Über eine präglaziale Fauna und über die Äquivalente der Ablagerungen des jüngeren Eises im Saaletale bei Jena. (S.-A. a. Jb. d. Kgl. Pr. Geol. L.-A., Bd XXIX, 1908.) 8°. Berlin 1908.
- Über Fossilfunde im Mittleren Muschelkalk bei Großheringen. (S.-A. a. Mon.-Ber. d. D. geol. Ges., Bd 60, 1908.) 8°.
- Über Gebirgsstörungen am Nordwestende des Thüringer Waldes. Ber. üb. d. Aufn. z. Bl. Creuzberg i. J. 1905. (S.-A. a. Jb. d. Kgl. Geol. L.-A. XXVI, 1905.) 8°. Berlin 1908.
- NAUMANN, ERNST, und EDMUND PICARD: Weitere Mitteilungen über das diluviale Flußnetz in Thüringen. (S.-A. a. Jb. d. Kgl. Geol. L.-A., Bd XXIX, 1908, T. 1, H. 3.) 8°. Berlin 1908.
- NOPCSA, FRANCIS: Ideas on the Origin of Flight. (S.-A. a. Proc. of the Zoolog. Soc. of London 1907.) 8°.
- NOWAK, J.: Untersuchungen über Cephalopoden der Oberen Kreide in Polen. T. I: Genus *Baculites* LAMARCK. (S.-A. a. Bull. de l'Acad. des Sciences de Cracovie 1908.) 8°. Krakau 1908.
- OEBBECKE, KONRAD: Die Stellung der Mineralogie und Geologie an den Technischen Hochschulen. Festrede. 4°. München 1904.
- PATE, WILLIAM F., and BASLER, RAY S.: The late Niagaran strata of West Tennessee. (S.-A. a. Proc. of the U. St. Nat. Mus., Vol. 34.) 8°. Washington 1908.
- POČTA, PHILIPP: Über den Inhalt eines Quarzknollens von Ruditz. M. 1 Taf. (S.-A. a. Sitz.-B. d. Kgl. Böhm. Ges. d. Wiss. 1890, I.) 8°.
- Über die Anfangskammer der Gattung *Orthoceras* BREYN. M. 1 Taf. (S.-A. a. Sitz.-B. d. Kgl. Böhm. Ges. d. Wiss., Prag 1902.) 8°.

- POČTA, PHILIPP: Beiträge zur Kenntnis der Calcispongien aus der Kreideformation. M. 1 Taf. (S.-A. a. Bull. int. de l'Acad. des Sc. de Bohême 1903.) 8°.
- Über einige neue Spongien aus der Kreideformation. M. 2 Taf. (S.-A. a. Bull. de l'Acad. des Sc. de Bohême 1903.) 8°.
- Der Boden der Stadt Prag. Eine geologische Studie. M. 1 Taf. u. 2 Abb. (S.-A. a. S.-B. d. Kgl. Böhm. Ges. d. Wiss., Prag 1904.) 8°. Prag 1905.
- Neues über Graptolithen. M. 1 Taf. (S.-A. a. S.-B. d. Kgl. Böhm. Ges. d. Wiss., Prag 1907.) 8°. Prag 1907.
- Zur Abwehr. 8°. o. O. u. J.
- RENZ, CARL: Die Entwicklung des Doggers im westlichen Griechenland. (S.-A. a. Jb. d. k. k. geol. Reichsanst., Bd 56, 1906.) 8°. Wien 1906.
- Le Trias fossilifère en Grèce moyenne et septentrionale. [Beigedr.:] RENZ, CARL: Le Jurassique en Albanie méridionale et en Argolide. 8°. Paris 1908.
- SCHMIDT, AXEL: Natürliche Bausteine. M. 53 Abb. i. T. [= Bibliothek d. ges. Technik, Bd 76.] 8°. Hannover 1908.
- SCHUCHT, F.: Die interglazialen Ablagerungen von Godenstedt bei Zeven. (S.-A. a. „Aus der Heimat — für die Heimat.“ N. F. H. 1.) 8°. Leipzig 1908.
- SCHÜTZE, E.: Höhlen-Untersuchungen an der Schwäbischen Alb in den Jahren 1901 und 1902. 8°. Tübingen 1902. [= Schriften d. Schwäb. Höhlenvereins. Nr 5.]
- SEDERHOLM, J. J.: Explanatory notes to accompany a geological sketch-map of Fenno-Scandia. With map 1:8 000 000. 8°. Helsingfors 1908.
- SIMIONESCU, J.: Über das Vorkommen der Werfener Schichten in Dobrogea (Rumänien). (S.-A. a. Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. 1908.) 8°. Wien 1908.
- SMITH, WARREN D.: The mineral resources of the Philippine Islands. 8°. Manila 1908.
- STOLLER, J.: Über die Zeit des Aussterbens der *Brasenia purpurea* MICHX. in Europa, speziell Mitteleuropa. (S.-A. a. Jb. d. Kgl. Geol. L.-A., Bd XXIX, 1908, H. 1.) 8°. Berlin 1908.
- TASSIN, WIRT: On the occurrence of calcium sulphide (Oldhamite) in the Allegan meteorite. (S.-A. a. Proc. of the U. St. Nat. Mus., Vol. 34.) 8°. Washington 1908.
- On meteoric chromites. (S.-A. a. Proc. of the U. St. Nat. Mus., Vol. 34.) 8°. Washington 1908.
- Verzeichnis der im Jahre 1906 über das Aufnahmegebiet der Königl. Preuß. Geologischen Landesanstalt erschienenen Literatur. Als Manusk. gedr. 8°. Berlin 1908.
- WAGNER, PAUL: Die geologische Übersichtskarte des Königreichs Sachsen. (S.-A. a. Mitt. d. Ver. f. Erdkde. z. Dresden, H. 7, 1908.) 8°.