

# **Diverse Berichte**

# Geologie.

## Physikalische Geologie.

**F. Wahnschaffe:** Neuere Theorien über Gebirgsbildung. Programm d. k. Bergakademie zu Berlin 1904/5. 26 p.

Verf. bespricht in anschaulicher Weise die neueren Theorien über den Zustand des Erdinnern, Vulkanismus und Gebirgsbildung. Er kommt bezüglich des letztgenannten Themas zu dem Schlusse, daß die Kontraktions-theorie am besten die Tektonik der Erdkruste zu erklären vermag, daß sie aber noch verschiedene Lücken besitzt und weiterer Fortbildung und Ergänzung fähig ist.

**E. Philippi.**

**A. Venturi:** Nuove determinazioni di gravità relativa in Sicilia. (Atti R. Accad. d. Lincei. 1905. (5.) Rendic. Cl. sc. fis., mat. e nat. 14. 2. Sem. 265—275, 309—315.)

Es sind eine Reihe neuer Pendelmessungen zur Bestimmung der Gravitationskonstante in Sizilien vorgenommen und zwar vor allem im mittleren Teile zum Anschluß an die älteren Riccò'schen Beobachtungen. Es ergaben dabei Termini  $+0,068$ , Corleone  $+0,059$ , Vicaretto  $-0,018$ , Castrogiovanni  $-0,027$ , Caltanissetta  $-0,067$ . Also im Gegensatz zum Südosten und dem ganzen Norden der Insel hat das Zentrum ein Schwere-defizit. Nun fehlt noch eine Messungsreihe an der Südküste und im Westen.

**Deecke.**

**Köbrich:** Magnetische Erscheinungen an Gesteinen des Vogelsberges, insbesondere an Bauxiten. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 13. 1905. 23—36.)

Die Bauxite des Vogelsberges besitzen einen teilweise recht beträchtlichen Grad von Magnetismus. Diese Erscheinung mahnt einerseits zur Vorsicht bei Messungen mit dem Grubenkompaß, andererseits könnte sie zur Anwendung eines magnetischen Scheideverfahrens für gewisse Zwecke

führen. Die ausführlichen Darlegungen des Verf. zerfallen in 4 Teile: 1. Äußerungen des Magnetismus, 2. vergleichende Messungen des Magnetismus, 3. Ergebnisse der magnetischen Messungen (Tabelle), 4. Abhängigkeit des Magnetismus von der Gesteinsart. **A. Sachs.**

**F. Bassani e A. Goldieri:** Notizie sull' attuale eruzione del Vesuvio (Aprile 1906). (Rend. Accad. d. Sc. fis. e mat. Fasc. 4. Aprile. Napoli 1906. 5 p.)

**H. Philipp:** Beobachtungen über die Vesuv-Eruption März—April 1906. (Verh. d. Oberrhein. Geol. Ver. 1906. 13 p.)

**R. Michael:** Beobachtungen während des Vesuv-Ausbruches im April 1906. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 58. 1906. Maiprotokoll.)

Diese drei Arbeiten geben nach eigener Anschauung die Ausbruchphänomene am Vesuv während des Aprils 1906. Die Eruption hat zu den größern gehört und ist die bedeutendste seit 1872. Wie gewöhnlich riß eine radiale Spalte auf, die diesmal gegen SW. oberhalb Bosco tre case lag und einem mehrarmigen Lavastrom Entstehung verlieh, der durch diesen Ort gegen Torne Annunziata und auf alter Lava gegen Terzigno floß. Der Austritt der Lava erfolgte in mehreren Stößen, die mit Eröffnung neuer Bocchen in Verbindung standen. Die ergossene Masse war oft dicht mit Salzausblühungen überzogen. Gewaltige Bomben sind ausgeworfen, und am verheerendsten hat diesmal der Aschenregen gewirkt, der über die ganze Umgebung des Vulkans je nach dem Winde niederging und durch die Last der gefallen Masse sowohl in Neapel, als auch in Ottajano schlechte Dächer zum Einfallen brachte und dadurch Menschen tötete. Den Verkehr hat diese feine oder sandige Asche sehr gehindert, sie lag bei Ottajano gegen 1 m hoch und überzog den ganzen oberen Vesuv, von dem Aschenlawinen nach und nach zur Tiefe gingen und gehen. Die Asche ist weithin fortgetragen, z. B. nach Montenegro, Oberitalien, ja sogar bis an die Ostsee. Die Hauptmasse kommt wohl von dem eingestürzten oberen, 200 m hohen Eruptionskegel her. Der Vesuv ist niedriger geworden und hat einen weiten Krater bekommen. **Deecke.**

**G. De Lorenzo:** The Eruption of Vesuvius in April 1906. (Quart. Journ. Geol. Soc. London 1906. 62. 476—483.)

Kurze, vom 13. April datierte Darstellung der auch aus zahlreichen anderen Berichten bekannten Eruption des Vesuves im April 1906. Die Höhe der Aschenwolken wird hier im Gegensatz zu anderen Autoren auf wenigstens 21—22 000 Fuß geschätzt. In einer Nachschrift hebt Verf. hervor, daß der Hauptkegel im Mai 1905 650 Fuß höher als der Kamm des Monte Somma war. Jetzt ist er durch den neugebildeten Krater schief abgeschnitten. Der Kraterrand erreicht im SW. 4133, im NO. 3673 Fuß

Meereshöhe, gegenüber 3712 Fuß des höchsten Sommapunktes. Der äußere Kraterrand hat einen Durchmesser von 1640 Fuß.

Der Meeresspiegel senkte sich während der Eruption bei Portici um 12 Zoll, bei Pozzuoli um 6 Zoll und war bis zum 13. April 1906 nicht in seine alte Lage zurückgekehrt. Es scheint also eine Hebung des Landes stattgefunden zu haben. — Ein Kärtchen zeigt die Verteilung der Lava, Lapilli und Aschen.

**Wilhelm Salomon.**

**Fr. Etzold:** Sechster Bericht der Erdbebenstation Leipzig. (Ber. d. math.-physik. Kl. d. k. sächs. Ges. d. Wiss. Leipzig. 58. 81—105. 1 Tab. 1 Taf. 1906.)

In diesem sechsten Bericht sind die Beben registriert, welche vom 1. November 1904 bis 31. Dezember 1905 in Leipzig beobachtet wurden, im ganzen 75, unter denen auch die heftigen kalabrischen und indischen Stöße waren. Von beiden sind die Seismogramme wiedergegeben. Die asiatischen Erschütterungen haben in Leipzig noch über 1 cm Bodenschwankung erzeugt. In diesen Tabellen ist diesmal auch die wirkliche Bodenbewegung in N.—S. und O.—W. Komponente nach Berechnung angegeben. Zur Ergänzung der Beobachtungen wurde im Seminargebäude zu Plauen eine Kontrollstation unter Leitung von Herrn WEISE geschaffen, die hauptsächlich die vogtländischen Beben konstatieren soll. Außerdem haben sich an den Leipziger Seismometern Pulsationen und Störungen durch Wind gezeigt.

**Deecke.**

**C. Davison:** The Doncaster Earthquake of April 23rd, 1905. (Quart. Journ. Geol. Soc. London. 1906. 62. 5—12. Pl. II. Map.)

Am 13. April 1902 fand ein leichtes Erdbeben im Norden von Lincolnshire statt. Seine Stärke war nur 4; das Schüttergebiet hatte etwa 600 englische Quadratmeilen Oberfläche. Vermutlich hat dieses Beben Beziehungen zu dem viel stärkeren Zwillingenbeben, das in demselben Gebiet am 23. April 1905 stattfand und Gegenstand der vorliegenden Arbeit ist. An diesem Tage wurde ein erster Stoß um 1,30 vormittags, der Hauptstoß um 1,37 vormittags beobachtet.

In der Arbeit werden in der gewohnten sorgfältigen Weise des Verf.'s alle bekannten Einzelheiten über das Beben mitgeteilt. Sie werden durch ein Isoleisten-Kärtchen erläutert. Bei der Deutung des Bebens läßt sich Verf. von seinen schon bei früheren Referaten über seine Arbeiten eingehend besprochenen Anschauungen leiten.

**Wilhelm Salomon.**

**E. M. Shepard:** The New Madrid earthquake. (Journ. of Geol. 13. 45.—62. Chicago 1905.)

Es ist in letzter Zeit mehrfach über monatelanges Zittern des Bodens im südöstlichen Missouri und im nordöstlichen Arkansas berichtet worden.

Im Sommer 1904 konnte Verf. Erdbebenwirkungen an sich und in ihrer Beziehung zu den Grundwasserverhältnissen in New Madrid County studieren. Nach alten Berichten erfolgte seinerzeit der erste Stoß am 16. Dezember 1811, weitere Stöße in Zwischenräumen bis zum 7. Januar 1812. ein weiterer Stoß am 19. Februar 1812. Das Getöse war sehr groß, Spalten rissen auf, Tausende von Bäumen wurden entwurzelt, es bildeten sich kraterähnliche Höhlungen von 20—30 Fuß Tiefe, von 7 Fuß hohen Sandwällen umgeben, z. T. mit Wasser gefüllt.

Die „fossilen“ Reste dieses Erdbebens erstrecken sich südlich von Cape Girardeau über 200 Meilen bis nördlich von Wynne, Arkansas und anderseits bis zu den Ausläufern der Ozarks über 30—40 Meilen. Es handelt sich um ein artesisches Gebiet und es scheint daher, zumal in Anbetracht der Ausbrüche von Wasser, Sand u. dergl., daß der artesische Wasserdruck unterhalb der Tonschichten langsam, aber kontinuierlich mächtige Sandlagen fortführte, so daß schließlich der hangende elastische Ton infolge der Gleichgewichtsstörung in Schwingung geriet und barst.

Es sind neuere Erdbeben in dem ebenfalls artesischen Gebiet von Charleston (Missouri) von 1895, 1903 und 1904 verzeichnet worden, auch sie dürften auf jene Ursachen zurückzuführen sein. **Johnsen.**

---

**R. A. Daly:** The accordance of summit levels among alpine Mountains. (Journ. of Geol. 13. 105—125. Chicago 1905.)

Es wird die zusammengesetzte Natur der Gebirgsmodellierung betont; sieben verschiedene Erosionsarten können bei der physiographischen Entwicklung eines alpinen Gebirges zusammenwirken. Isostatische Einstellung und gleichzeitige Abtragung gehobener Partien streben die Ausbildung einer gleichförmigen Oberfläche an. Sodann erfolgt örtlich verschiedene Erosion, gefolgt von erneuten isostatischen Bewegungen, die Einwirkung von Metamorphismus und von Intrusion, Skulpierung durch Gletscher, Beeinflussung durch die natürliche Baumgrenze, endlich die vereinigten Prozesse der Flußerosion und der Gehängeabtragung. Irgend ein bestimmtes Gebirge wird sich von solch idealer „Range“ durch das Fehlen eines Teils obiger Faktoren unterscheiden und die Ermittlung der jeweilig wirkenden bietet in jedem Spezialfall ein spezielles Problem dar.

**Johnsen.**

---

**R. D. Salisbury:** The mineral matter of the sea, with some speculations as to the changes which have been involved in its production. (Journ. of Geol. 13. 469—484. Chicago 1905.)

Das im Meerwasser gelöste NaCl würde im festen Zustand etwa  $3\frac{1}{2}$  Millionen Kubikmeilen ausmachen, die gesamten gelösten Substanzen  $4\frac{1}{2}$  Millionen; letztere Menge würde den heutigen Meeresboden mit einer 175 Fuß mächtigen Schicht bedecken, sie würde, den Küsten in gleicher Höhe mit diesen angefügt, die Landoberfläche um ca. 19 Millionen Quadratmeilen d. h.  $\frac{1}{3}$  vermehren.

Ein Vergleich von Flußwasser und Seewasser zeigt, daß  $\text{CaCO}_3$  im Flußwasser etwa 20mal das  $\text{NaCl}$  überwiegt, im Seewasser aber  $\frac{1}{225}$  der Menge des letzteren ausmacht. Das Flußwasser führt 7mal so viel  $\text{MgCO}_3$  als  $\text{NaCl}$ ,  $4\frac{1}{3}$ mal so viel  $\text{SiO}_2$ , 2mal so viel  $\text{CaSO}_4$ , 2mal so viel  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ , mehr  $\text{K}_2\text{SO}_4$  und mehr  $\text{NaNO}_3$  [übersichtlicher und den Tatsachen mehr entsprechend wäre wohl die Angabe der Gesamt mengen von  $\text{Na}$ ,  $\text{K}$ ,  $\text{SO}_3$ ,  $\text{CO}_3$  etc. Ref.]. Das Meerwasser hat also von den ihm zugeführten gelösten Stoffen weit mehr verloren als in Lösung zurückgehalten. Seewasser enthält gelöst:

Bestandteile	Tonnen pro 1 Kubikmeile
$\text{NaCl}$ . . . . .	117 434 000
$\text{MgCl}_2$ . . . . .	16 428 000
$\text{MgSO}_4$ . . . . .	7 154 000
$\text{CaSO}_4$ . . . . .	5 437 000
$\text{K}_2\text{SO}_4$ . . . . .	3 723 000
$\text{MgBr}_2$ . . . . .	328 000
$\text{CaCO}_3$ . . . . .	521 000
Sa. . . . .	151 025 000.

Flußwasser enthält gelöst:

Bestandteile	Tonnen pro 1 Kubikmeile
$\text{CaCO}_3$ . . . . .	326 710
$\text{MgCO}_3$ . . . . .	112 870
$\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$ . . . . .	2 913
$\text{CaSO}_4$ . . . . .	34 361
$\text{Na}_2\text{SO}_4$ . . . . .	31 805
$\text{K}_2\text{SO}_4$ . . . . .	20 358
$\text{NaNO}_3$ . . . . .	26 800
$\text{NaCl}$ . . . . .	16 657
$\text{LiCl}$ . . . . .	2 462
$\text{NH}_4\text{Cl}$ . . . . .	1 030
$\text{SiO}_2$ . . . . .	74 577
$\text{Fe}_2\text{O}_3$ . . . . .	13 006
$\text{Al}_2\text{O}_3$ . . . . .	14 315
$\text{Mn}_2\text{O}_3$ . . . . .	5 703
Organ. Subst. . . . .	79 020
Sa. . . . .	762 587.

Das durch Flüsse dem Meer pro Jahr zugeführte Wasser wird auf 6 524 Kubikmeilen geschätzt, die gelöste Menge beträgt also 0,433 Kubikmeile. Die Zufuhr der gegenwärtig im Meer gelösten Masse würde danach etwa 10 500 000 Jahre erfordern, diejenige der gegenwärtig über dem Meeresspiegel befindlichen Sedimente ca. 54 000 000 Jahre, um dem Meere zugeführt zu werden. Da  $\text{NaCl}$  in Flußwasser 2,2% des gelösten Materials, im Meerwasser 78% ausmacht, so wären über 370 000 000 Jahre nötig, um dem Meer den heutigen  $\text{NaCl}$ -Gehalt zuzuführen.

Für  $\text{CaCO}_3$  ergibt sich 84 000 Jahre, für  $\text{CaCO}_3 + \text{CaSO}_4$  740 000 Jahre. Nach ihrem heutigen Gehalt an  $\text{CaCO}_3$  und  $\text{CaSO}_4$  würden die Flüsse dem Meer in 370 000 000 Jahren ca. 76 000 000 Kubikmeilen jener Substanzen einverleiben; es sind aber nur 179 000 Kubikmeilen im Meer gelöst; der enorm große Rest müßte also dem Meer entzogen sein.

Die Massengesteine führen im Durchschnitt 2,53% Na, daher müssen 55 000 000 Kubikmeilen derselben zerstört werden, um den gegenwärtigen NaCl-Gehalt der Meere zu liefern; da nun aber nur ca. 23 500 000 Kubikmeilen Gestein sich über dem Meeresspiegel befinden, davon überdies ein großer Teil sedimentär ist und schließlich die Eruptivgesteine vielfach ihren Na-Gehalt noch unvermindert besitzen, so muß der größte Teil jener 55 000 000 Kubikmeilen extrahierten Gesteins der See zugeführt sein. Der durchschnittliche Gehalt der Gesteine an CaO ist 4,90%; liegt dies wesentlich als  $\text{CaCO}_3$  vor und beträgt die Mächtigkeit der Kalksteinschichten der Erdrinde 425 oder 850 Fuß (auf Grund von zweierlei Berechnungen erhaltene Ziffern) und sind  $\frac{4}{5}$  dieser Gesteinsmasse =  $\text{CaCO}_3$ , so ergeben sich 12 700 000 resp. 25 400 000 Kubikmeilen  $\text{CaCO}_3$ .

Um die Menge  $\text{CaCO}_3 + \text{CaSO}_4$ , welche die Flüsse nach ihrem heutigen Gehalt in 370 000 000 Jahren dem Meere zuführten, zu liefern, müßten 418 500 000 Kubikmeilen Gestein zerstört worden sein, d. h. ungefähr 18mal so viel als momentan über den Seespiegel hervorragt, das ist ganz beträchtlich viel mehr als die Rechnung für NaCl forderte.

Die Zufuhr von 66 000 000 Kubikmeilen Gestein würde den Meeresspiegel um 2400 Fuß erhöhen, wenn man von der mit der Erhöhung eintretenden Oberflächenvergrößerung des Seespiegels absieht; infolgedessen würden etwa  $\frac{2}{3}$  des jetzigen Festlandes unter Wasser geraten. Diesen Hebungen des Meeresniveaus kann periodisch durch Sinken des Meeresspiegels (infolge isostatischer Bewegungen) entgegengearbeitet werden; so gelangt man zu oscillatorischen Hebungen und Senkungen des Festlandes.

Johnsen.

---

N. H. Darton: The Zuni Salt Lake. (Journ. of Geol. 13. 185—193. Chicago 1905.)

42 Meilen südöstlich von Pueblo of Zuni in Neu-Mexiko befindet sich ein kleiner Salzsee; er nimmt einen Teil einer recht steilwandigen Einsenkung von ca. 1 Meile Durchmesser ein, nahe deren Mitte sich zwei frische Vulkankegel befinden. Die Wände der Einsenkung bestehen aus kretaceischem Sandstein, bedeckt mit einer Lavadecke und Schlacken, die mit Sedimentbruchstücken, z. T. Aubrey-Kalk (Carbon) vermischt sind. Der eine der 2 Vulkane hat einen tiefen bis zum Seenniveau mit Salzwasser angefüllten Krater.

Von C. L. HERRICK wird die Einsenkung als eine Art Erdfall betrachtet. Das Seewasser führte nach demselben im Dezember 1899 26% NaCl. An der Nordküste sind an den seichten Stellen beträchtliche Salz mengen abgesetzt; täglich gewinnen die Indianer 3 Tonnen. Ursprünglich

handelte es sich um eine gegen den Carrizo-Creek leicht geneigte Ebene, über die sich Lava ergoß; hierauf folgte eine heftige Eruption von heißem Wasser und Schlacken sowie Fragmenten tiefer lagernder Sedimente. Hierauf trat z. T. infolge von Auflösung unterirdischer Salzlager, z. T. infolge der Entfernung von Gesteinsmaterial durch die Eruption obige Einsenkung ins Dasein. **Johnsen.**

**C. H. Smyth:** The abstraction of oxygen from the atmosphere by iron. (Journ. of Geol. 13. 319—323. Chicago 1905.)

Verf. wirft die Frage auf: hat in geologischer Zeit eine zunehmende Oxydation des Eisens der Erdrinde auf Kosten von Luft-sauerstoff stattgefunden?

Ein Vergleich des Sauerstoffgehalts der Eisenverbindungen, die sich vor den Zeiten der Denudation und Sedimentation bildeten, mit demjenigen der Eisenverbindungen der Sedimentgesteine könnte Aufschluß geben; eine Annäherung an ersteren ergibt CLARKE'S Zusammensetzung der „älteren Kruste“, gewonnen aus den Analysen von 880 kristallinen Gesteinen (Bull. Geol. Surv. No. 168. p. 14); für die Sedimente werden am besten STOKES' Analysen verwendet (ibid. p. 17). Hier müssen jedoch die Kalksteine vernachlässigt werden, da ihr Eisen stets als Oxydul berechnet wurde, doch ist einerseits der Eisengehalt der Kalksteine so gering, anderseits nehmen letztere hinsichtlich ihrer Mächtigkeit nach Schätzungen von GILBERT nur  $\frac{1}{5}$ , nach READE  $\frac{1}{10}$  der Sedimentgesteine überhaupt ein. Das Verhältnis von Sandstein : Tonschiefer macht weitere Schwierigkeiten, es wird nach GILBERT = 1 : 1 angenommen.

So findet man

	ältere Kruste	Sedimente
FeO : Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> =	1 : 0,75	1 : 1,75.

Da CLARKE für die ältere Kruste 2,63% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + 3,52% FeO, STOKES für die Sedimente 2,64% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + 1,52% FeO angibt und JOLY die Masse kieseliger Sedimente auf  $64 \times 10^{16}$  Tonnen schätzt, so ergeben sich  $256 \times 10^{14}$  Tonnen Eisen, welche in den Sedimenten  $96 \times 10^{14}$ , in der älteren Kruste aber  $8765 \times 10^{12}$  Tonnen Sauerstoff erfordern würden; die Differenz =  $835 \times 10^{12}$  Tonnen Sauerstoff muß der Atmosphäre entnommen worden sein. Da die heutige Atmosphäre nach WOODWARD'S Berechnungen  $1213 \times 10^{12}$  Tonnen Sauerstoff enthält, so würde diese Menge auf Grund obigen Betrages früher um 68,8% größer gewesen sein. **Johnsen.**

**W. M. Davis:** The geographical cycle in an arid climate. (Journ. of Geol. 13. 381—407. Chicago 1905.)

Als normal hat man das Klima eines Landes bezeichnet, das stets Überfluß an Wasser hat und gleichzeitig fortwährende Entwässerung zur See hin erfährt und dessen Winterschnee im Sommer vollständig schmilzt;

als „normaler Zyklus“ gilt derjenige, der dieses Klima unterhält. Das allgemeine Schema des geographischen Zyklus bedarf der Anpassung an zwei spezielle Klimata, das glaziale und das aride; der glaziale Zyklus ist bereits behandelt worden, hier will Verf., gestützt auf Beobachtungen anderer (besonders WALTHER's) und auf eigene in den westlichen Staaten und in Westasien gemachte Studien, den ariden Zyklus behandeln.

Bei aridem Klima herrscht so geringer Regenfall, daß Pflanzen nur spärlich gedeihen, daß die Basins nie zum Überfließen voll sind; auch ist kein größerer Strom vorhanden und vor allem erreichen die Entwässerungskanäle die See nicht. Im ariden Zyklus lassen sich verschiedene Stadien unterscheiden:

1. „Anfangsstadium.“ Es wird ein Gebiet von großer Ausdehnung und trockenem Klima relativ gehoben. Ursprüngliche Ströme von beträchtlicher Größe können nicht vorhanden sein. Es entstehen zentripetale Stromsysteme, deren Flüsse zum großen Teil versiechen, während sie von den weniger trockenen randlichen Höhen den zentrischen Depressionen zustreben.

2. „Jüngendliches Stadium.“ Es beginnt Abtragung der Höhen und Schuttablagerung in den Depressionen, deren Niveau sich langsam erhöht, wodurch sich das Relief fortwährend abschwächt. Da die chemischen Wirkungen gering sind, so bestehen die abgelagerten Schuttmassen aus sehr verschiedenem z. T. auch leicht löslichem, frischem Material, dessen chemische Differenzen eben noch nicht durch Zersetzungen mehr oder weniger ausgeglichen sind. Das feinere Material, neben Sand und Ton auch Salz und Gips führend, legt sich in Schichten oder Kreuzschichten. Im übrigen arbeiten Ströme, Seen und Winde am Relief; letztere lagern das gröbere Material in Unebenheiten der Bodenoberfläche ab und tragen das feinere oft hoch durch die Luft weit fort.

3. „Reifes Stadium.“ Benachbarte Schluchten werden durch Regenströme, welche die trennenden Höhen durchschneiden, verbunden, Material von dem höheren Niveau in das tiefere geschafft und Ströme vereinigt. So treten an Stelle zahlreicher hochgelegener Depressionen wenige tiefliegende. Durch diese Reliefverminderung wird zwar die Flußerosion stark vermindert, kaum aber die Tätigkeit der Winde.

4. „Altersstadium.“ Der so angestrebten Vereinigung der Flußsysteme arbeitet nun mit zunehmender Erschwachung von Flußerosion und Regenwirkung immer mehr der Höhlungen schaffende Wind entgegen. Dies ist wohl zuerst durch PASSARGE an der Hand seiner in Südafrika gemachten Beobachtungen festgestellt worden. Doch genügen die doch in jeder heutigen Wüste ab und zu eintretenden Regenfälle, keine tieferen Höhlen zustande kommen zu lassen. Gleichzeitig mit jener Zerteilung der Trocknungssysteme entsteht vielfach BORNHARDT's sogen. Inselberglandschaft, in der aus vollkommen eingeebneten Oberfläche einige Reste anstehenden Gesteins von widerstandsfähigem Charakter wie Granit, Diorit, Quarzit u. a. wie Inseln hervorragen; sie hat nichts zu tun mit dem durch Fluß- und Regenerosion oder durch Hebung eines mariner Abrasion unter-

worfen gewesenem Gebietes geschaffenen „Peneplain“ [= flaches Hügel-land. Ref.].

Die Entwicklung von Wüstenebenen ist nur möglich bei Anwesenheit von inneren Basins und fehlender Entwässerung nach der Küste; sie kann nicht eintreten, wenn es sich um ein sehr kleines Areal, hohe Lage, Mangel einschließender Gebirge, steil zur See abfallende Ränder und starke Niederschläge in den Randgebieten handelt. **Johnsen.**

**G. W. Tuttle:** Recent Changes in the Elevation of Land and Sea in the Vicinity of New York City. (Amer. Journ. of Sc. 176. 333—346. 1904. 1 Fig.)

Eine Prüfung der Wasserstandsverhältnisse des Atlantischen Oceans in der Nähe von New York seit 1846 (zum größten Teil durch selbsttätige Apparate aufgezeichnet) unter Berücksichtigung des Luftdruckes, der Windrichtung und Windstärke etc., und ein Vergleich mit den Beobachtungen an anderen atlantischen Häfen Amerikas und Europas führt zu folgenden Ergebnissen:

1. Die mittlere Höhe des Wasserstandes wechselt unregelmäßig; es lassen sich untereinander ähnlich verlaufende Perioden von 8 Jahren unterscheiden und die ganze Erscheinung muß wohl in der Hauptsache auf atmosphärische Verhältnisse zurückgeführt werden.

2. Berücksichtigt man diesen Mittelwasserstand, so läßt sich an einigen Stellen ein relatives Steigen des Wasserspiegels gegenüber dem Festland, an anderen keine Veränderung, wieder an anderen ein Sinken feststellen; dieser Wechsel muß auf Bewegungen des Landes zurückgeführt werden.

3. Die Beobachtungen lehren ferner, daß die Bewegung des Landes für längere Zeit nicht konstant ist; die Bewegungen sind oscillatorisch und halten sich in engen Grenzen.

4. Legt man speziell für New York die Beobachtungen seit 1875 zugrunde, so würde man für ein Jahrhundert ein Sinken des Landes dem mittleren Wasserstand gegenüber von ungefähr 1,45 ft. berechnen; hingegen zeigt sich, daß von der Aufstellung eines selbstregistrierenden Wasserstandsmessers im Jahre 1853 bis zu diesem Jahr keine oder nur sehr unbedeutende Veränderungen sich feststellen ließen. **Milch.**

## Petrographie.

**R. A. Daly:** The classification of igneous intrusiv bodies. (Journ. of Geol. 13. 485—508. Chicago 1905.)

Es wird die Notwendigkeit einer genauen Klassifikation der Intrusivformen betont, dann werden die Nomenklaturen von ARCH. GEIKIE (Text Book of Geol. 1903), T. C. CHAMBERLIN und R. D. SALISBURY (Geol.

I. 1904) und F. ZIRKEL (Lehrb. d. Petrogr. I. 1893), und hierauf die Definition einzelner Termini nach GILBERT, MERRILL, JAGGAR, ARCH. GEIKIE, CHAMBERLIN und SALISBURY, JUKES, CROSS, WEED und PIRSSON zitiert. Jede einzelne Definition basiert entweder auf dem Vorgang der Intrusion oder der Beziehung der Intrusivmasse zur Struktur des von ihr aufgesuchten Gebietes oder der Gestalt oder Größe der Eruptivmasse oder ihrer Orientierung zur Horizontalebene; Verf. schlägt nun folgende Klassifizierung vor:

A. Injiziertes fremdes Material.

I. Injektion längs Schichtfugen.

1. Intrusivdecken.

a) Lagergänge.

$\alpha$ ) Einfach,

$\beta$ ) vielfach,

$\gamma$ ) zusammengesetzt.

b) „Interformationslager“ [einst zutage tretend, später überschichtet. Ref.].

2. Lakkolithen.

$\alpha$ ) Einfach, symmetrisch oder asymmetrisch,

$\beta$ ) vermischt,

$\gamma$ ) vielfach,

$\delta$ ) zusammengesetzt,

$\epsilon$ ) interformational (s. oben).

II. Injektion geneigt zur Schichtung.

1. Gänge.

$\alpha$ ) Einfach,

$\beta$ ) vielfach,

$\gamma$ ) zusammengesetzt.

2. Eruptivadern.

3. Apophysen.

4. Bysmalithe.

5. Neeks.

6. Chonolithe.

B. Nicht injiziertes fremdes Material.

1. Stücke.

$\alpha$ ) Einfach,

$\beta$ ) vielfach,

$\gamma$ ) zusammengesetzt.

2. Batholithe.

$\alpha$ ) Einfach,

$\beta$ ) vielfach,

$\gamma$ ) zusammengesetzt.

Johnsen.

**F. Becke:** Über die vulkanischen Laven. (Schriften d. Ver. z. Verbr. naturw. Kenntn. Wien. 24. 339—356. Wien 1904.)

Verf. geht in seinem vor einem weiteren Kreise gehaltenen Vortrag, in dem er für die Beschreibung besonders die Verhältnisse des Vesuv berücksichtigt, von den Erscheinungen aus, die zum Ausbruch der Lava führen, bespricht sodann das Lavaquantum und die durch die Laven einer Eruptionsperiode einiger Vulkane bedeckten Flächen, Temperatur und Flüssigkeitsgrad der Laven und die verschiedenen Arten ihrer Erstarrung. Sodann behandelt er kurz die chemische und mineralogische Zusammensetzung der Laven, ihre Einteilung in die atlantische und pazifische Sippe (dies. Jahrb. 1905. II. -52-), die künstliche Darstellung der Laven und im Anschluß die Rolle, die den Dämpfen und Gasen für die Bildung der Bestandteile und die Vorgänge der Eruption zukommt: „Es scheint . . . , daß das, was wir Vulkanismus nennen, wesentlich nichts anderes ist, als die Begleiterscheinung einer allmählichen Entgasung des Erdballes, durch welche die im Erdmagma ursprünglich aufgelösten Gase allmählich der Atmosphäre zugeführt werden.“

Milch.

**R. Brauns:** Die zur Diabasgruppe gehörenden Gesteine des Rheinischen Schiefergebirges. (Sitz.-Ber. preuß. Akad. d. Wiss. 1905. 630—638.)

Die Untersuchungen des Verf's (dies. Jahrb. 1890. II. -247—249-; Beil.-Bd. XVIII. 285—334; Beil.-Bd. XX. 302—324) und seiner Mitarbeiter L. DOERMER (dies. Jahrb. 1902. Beil.-Bd. XV. 594—645), FR. HEINECK (dies. Jahrb. 1903. Beil.-Bd. XVII. 77—162), P. SICHTERMANN (vergl. das folgende Referat) führen zu folgenden Ergebnissen:

Die zur Diabasgruppe gehörenden Gesteine sind auf das Devon beschränkt, selten im Unterdevon; aus dem Kuhn sind vom Bahnhof Herborn als jüngstes Gestein ein glasreicher Tuff, kein festes Gestein bekannt geworden. Nach ihrem geologischen Auftreten zerfallen sie in Decken (Ströme), Intrusivlager und Gänge; Gänge finden sich besonders im Gebiet der Lenne, Decken und Intrusivlager im Gebiet der Lahn und Dill.

Stromdiabas. Die mächtigsten und ausgedehntesten Ergüsse bildet der zu Ende des Oberdevon hervorgebrochene Deckdiabas, häufig die Merkmale eines Oberflächenergusses zeigend, mit wulstig gewundenen und kugeligen Oberflächenformen, mit dünner glasiger, nur selten gut erhaltener Rinde. (Diabas von der Schwerspatgrube westlich von Burg bei Herborn und von Homertshausen; hier und oberhalb Oberscheld nahe beim Nikolausstollen auch ausgezeichnete Variolit.) Der Deckdiabas ist sehr reich an Einschlüssen von Kalkstein; der massenhaft vorhandene Kalk hat auf die primären Minerale verändernd eingewirkt, hat den Olivin völlig verdrängt, Feldspat ist mit Kalkspatkörnchen durchspickt, das ganze Gestein mit ihm imprägniert. An einzelnen Orten (dicht am

Schelder Eisenwerk) wird der Deckdiabas von ausgedehnten Haufwerken von Bomben begleitet.

Drei Analysen von Deckdiabas und Variolit geben die OSANN'sche Formel  $s_{53,7} a_2 c_4 f_{14}$ , trotz starker Umänderung die nahe Verwandtschaft mit Basalt, speziell Typus Dardanelles und Aetna zeigend.

Mit dem oberdevonischen Deckdiabas stimmen mitteldevonische Diabase trotz Fehlens der Stromoberfläche völlig überein, ebenso die begleitenden Bomben (Westseite des Tunnels bei Eisemrot). Die von HEINECK ausgeführte Analyse ergibt die Formel  $s_{53} a_2 c_{4,5} f_{13,5} n_{7,56}$ .

Die Verknüpfung des glasreichen Diabasmaterials und des Kalkes in den Schalsteinen führt zu der Annahme, daß beide gleichzeitig in die Luft geblasen und niedergefallen sind. Spätere Verwitterung, vielleicht auch eisenreiche Quellen nach der Eruption am Ende des Mitteldevons verdrängten den Kalk und setzten Eisenoxyd als Roteisenstein an seine Stelle; hierbei bildete sich auch Schwefelkies und Eisenkies. Im Kontakt mit Deckdiabas ist Roteisenstein bisweilen in Magneteisen umgewandelt (Grube Königszug bei Oberscheld), „an anderen Orten (Südeingang von Dillenburg) ist Magneteisen mit Deckdiabas so innig verbunden, daß man es eher für eine magmatische Ausscheidung halten möchte.“

An der Grenze von Deckdiabas gegen Kulm findet sich im Gebiet von Dillenburg bis über Biedenkopf und im Kellerwald Eisenkiesel geradezu als Leitgestein. „Wenn ein Teil des älteren, meist quarzführenden Roteisensteins als Quellabsatz angesehen wird, so kann man auch wohl diesen Eisenkiesel als solchen betrachten, und annehmen, daß seine jetzige Beschaffenheit eine Folge allmählicher Umkristallisation sei.“

Der Diabas von Quotshausen (dies. Jahrb. 1890. II. -247-) gleicht wegen des Fehlens des Olivins, seiner divergent strahligen Struktur und seines Freiseins von Kalkeinschlüssen einem oberdevonischen intrusiven Diabas, erweist sich aber durch seine geflossene Oberfläche, die übrigens auch von der Beschaffenheit der Deckdiabase abweicht, als ein Deckenerguß.

Zu den Stromdiabasen gehören auch die von DOERMER beschriebenen „Labradorporphyr, Augitporphyr und Diabasporphyr“ der Dillenburger Gegend (dies. Jahrb. Beil.Bd. XV).

Intrusiver Diabas ohne Stromoberfläche, weder blasig noch schlackig; die oberdevonischen Gesteine dieser Gruppe sind olivinfrei, körnig, oft grobkörnig, bisweilen Quarz führend, der mit dem Feldspat mikropegmatitisch verwachsen ist; im allgemeinen sehr einförmig. Die von HEINECK ausgeführte Analyse ergab die dem Typus Halleberg nahestehende Formel  $s_{56,4} a_3 c_{1,5} f_{15,5} n_{3,5}$  (vergl. HEINECK dies. Jahrb. Beil.-Bd. XVII). Die mitteldevonischen intrusiven Diabase (vergl. DOERMER l. c.) zeigen größeren Wechsel im Mineralbestand; die meisten führen Biotit, viele enthalten braune und primäre grüne Hornblende, Olivin ist selten, Titanit scheint primär zu sein (wegen der Menge und Größe von Biotit und Hornblende früher für Diorit gehalten).

Das von G. T. PRIOR (dies. Jahrb. 1902. II. - 56-, - 57-) als Riebeckit-Agirin-Tinguait beschriebene Gestein vom Eingang des Rupbachtals bei Balduinstein bedarf noch genauerer, besonders chemischer Untersuchung.

Gangdiabas in der Dillenburger Gegend wohl wegen der komplizierten Lagerungsverhältnisse nur selten beobachtet; die Analyse eines 6 cm mächtigen schwarzen, im intrusiven Diabas von Hartenrod aufsetzenden, von HEINECK untersuchten Ganges ergab die Formel  $s_{54,5} a_3 c_2 f_{15} n_{8,3}$ ; die Zusammensetzung steht somit dem intrusiven Diabas näher als dem Deckdiabas. Die zahlreichen Gänge des Lennegebietes (SICHTERMANN Inaug.-Diss.) gleichen in Mineralbestand und Struktur dem oberdevonischen intrusiven Diabas, in ihrer chemischen Zusammensetzung nähern sie sich dem Deckdiabas; die Analyse eines verhältnismäßig frischen Gesteins vom Höllerhagen bei Wiplingwerde ergab die Formel  $s_{53,2} a_2 c_4 f_{14}$ . Olivin fehlt den Gangdiabasen völlig.

Die Pikrite, die zur Diabasgruppe im weiteren Sinne gehören, besitzen niemals die Merkmale eines Oberflächenergusses, ferner fehlen ihnen porphyrische Strukturformen und Kalkstein-Einschlüsse. Neben Olivin, Augit und basischem Plagioklas führt der mitteldevonische Pikrit braune und blaugrüne primäre Hornblende (DOERMER l. c.), die dem oberdevonischen (BRAUNS, dies. Jahrb. Beil.-Bd. XVIII) fehlt. Der oberdevonische Pikrit entwickelt sich z. T. in größerer Tiefe aus Deckdiabas; ob jeder Pikrit zu einem Feldspatdiabas in einem derartigen genetischen Verhältnis steht, ist noch nicht sicher, doch weist die Hornblendeführung des mitteldevonischen Pikrits (dem mitteldevonischen intrusiven Diabas entsprechend) auf verwandtschaftliche Beziehungen.

Der Struktur nach zerfällt der oberdevonische Pikrit in einen ausgesprochen körnigen Typus mit gabbroähnlichem Habitus und in einen stets an Deckdiabas gebundenen, Anklänge an porphyrische Struktur zeigenden Habitus, in dem eine wohl als zersetztes Glas zu deutende Zwischenmasse vorhanden ist.

Chemisch ließen sich drei Pikritarten feststellen:

- I. Frischester Pikrit von Wommelshausen, oberdevonisch, gabbroartig  
 $s_{39,3} a_{0,3} c_{1,4} f_{18,3} n_{7,5}$ .
- II. Pikrit von Medenbach, oberdevonisch, diabasartig  $s_{40,3} a_{0,5} c_1 f_{18,5} n_{8,23}$ .
- III. Glimmerführender Amphibolpikrit von Sechshelden, mitteldevonisch, gabbroartig  $s_{42} a_{0,5} c_2 f_{17,5} n_{8,85}$ . Milch.

**P. Sichtermann:** Diabasgänge im Flußgebiet der unteren Lenne und Volme. Diss. Gießen 1905. 8°. 74 u. VII p. Mit 4 Tafeln.

Die hier beschriebenen Diabase sind dadurch bemerkenswert, daß sie echte Gänge bilden, daß aber Verwerfungen, die älter wären als die Diabase oder gleichalterig, nicht nachgewiesen werden konnten, während an jüngeren Verwerfungen, auch an solchen, welche die Gänge betroffen haben, in

diesem Gebiet kein Mangel ist. Verf. spricht zwar wiederholt von Spaltenaufreißung, aber von den vermeintlichen Spalten läßt sich nichts anderes nachweisen als die Gänge, welche sie füllen. Interessant ist es daher, daß FERDINAND RÖMER (1844) für die Entstehung der Gänge angenommen hat, daß die flüssigen Lavamassen die Sedimente geschmolzen hätten, eine Annahme, die sich mit der jetzt von BRANCO vertretenen bis zu einem gewissen Grade deckt. Verf. hat dies zwar nicht erwähnt, aber ich möchte doch nicht unterlassen, hierauf besonders hinzuweisen.

Die Gänge setzen in dem flach einfallenden Lenneschiefer auf und nichts steht der Annahme entgegen, daß die Schichten sich zur Zeit der Entstehung der Diabasgänge in ihrer ursprünglichen horizontalen Lagerung befanden. Die Fallrichtung sämtlicher Gänge ist senkrecht zu der des Nebengesteins und ist, da diese flaches Einfallen besitzen, sehr steil, meist zwischen 70 und 90°; die Mächtigkeit der Gänge schwankt zwischen 2—10 m und beträgt im Durchschnitt 4—6 m, die Länge ist verschieden, der Einsaler Gang ist 600 m zusammenhängend durch Steinbruchsbetrieb ausgebeutet, der Rumscheider Gang bei Dahl und der Noltenhammer Gang zwischen Schalksmühle und Brügge sind auf je 2 km Länge bekannt. Mit wenigen Ausnahmen streichen sie zwischen hora 4—5, haben also das Generalstreichen des rheinischen Schiefergebirges. Die Salbänder sind überall scharf ausgeprägt und häufig mit wellenförmigen Faltungen bedeckt. „Die einfachste Erklärung findet diese Erscheinung wohl in der Annahme, daß zur Zeit des Aufreißens der Spalten das Gebirge noch sehr plastisch war und daß infolgedessen das empordringende Magma die verschiedenen durchbrochenen Sedimente je nach dem mehr oder weniger weit vorgeschrittenen Grade ihrer Erhärtung mit mehr oder weniger großer Leichtigkeit zurückdrängen konnte.“ Möglicherweise haben auch spätere Gebirgsfaltungen und zirkulierende Wasser bei diesem Vorgang eine Rolle gespielt.

Die Gänge setzen im Lenneschiefer auf und zwar in allen seinen Schichten, scheinen aber in dem hangenden Massenkalk vollständig zu fehlen; die Lenneschiefer selbst gehören z. T. zum Mitteldevon, aber schon in einem relativ hohen Niveau zum Unterdevon, die Gänge wären demnach wahrscheinlich älter als der Massenkalk. Die Schichten des Lenneschiefers fallen im größten westlichen Teil des untersuchten Gebietes (Blatt Hohenlimburg) nach Norden, die ihn durchsetzenden zahlreichen, z. T. sehr bedeutenden Querstörungen entsprechen im wesentlichen den im Oberdevongebiet von Letmathe-Hohenlimburg durch Kartierung festgelegten. Es scheinen jedoch auch jüngere Störungen in der Nordost-Richtung vorhanden zu sein. Von diesen Störungen sind auch die Diabasgänge betroffen worden und zwar sowohl im Einfallen durch Deckelklüfte, als auch im Streichen durch Querverwerfungen. Die Deckel-(Überschiebungs-)klüfte haben sämtlich sehr flaches Einfallen, ihr Verwurf beträgt höchstens 3—4 m. „Diese Verwerfungen sind zweifellos nach der Gangausfüllung entstanden, da dieselben im Gangstreichen oft deutlich zu verfolgen sind.“ Die Querklüfte haben sämtlich steiles Einfallen, sind jünger als die Gangausfüllung und jünger als die Deckelklüfte, welche durch sie mit verworfen werden. In

vielen Gängen ist der Diabas durch Steinbruchsbetrieb ausgebrochen, so daß sich jetzt an ihrer Stelle tiefe Schluchten mit senkrecht einfallenden Wänden befinden.

Die petrographische Beschaffenheit der Diabase ist im ganzen recht eintönig. Sie sind feinkörnig, am Salband dichter als in der Mitte, bisweilen durch bis 1 cm große Feldspatkristalle porphyrisch, oft reich an Kalkspatkörnern und nach deren Auswittern blasig. Bei mikroskopischer Prüfung lassen sich nach dem Erhaltungszustand des Augit zwei Gruppen unterscheiden, in der einen ist der Augit frisch, in der andern völlig verwittert und die Gesteine, in denen Augitsubstanz völlig verschwunden ist, überwiegen entschieden über solche, in denen er noch frisch ist. Diese gleichen sehr oberdevonischem Diabas aus der Gegend von Dillenburg und bestehen wesentlich aus divergentstrahlig angeordnetem Feldspat, Augit und Titaneisen. Die Analyse eines frischen, augithaltigen Diabases vom Höllerhagen bei Wiblingwerde ergab folgende Zusammensetzung:

45,78 Si O<sub>2</sub>, 1,40 Fe<sub>2</sub> O<sub>3</sub>, 10,09 Fe O, 16,65 Al<sub>2</sub> O<sub>3</sub>, 2,32 Ti O<sub>2</sub>, 9,68 Ca O, 6,41 Mg O, 3,12 Na<sub>2</sub> O (+ K<sub>2</sub> O), 0,75 S O<sub>4</sub>, 0,21 C O<sub>2</sub>, 3,40 chemisch gebundenes Wasser, 0,70 Feuchtigkeit.

Kontaktwirkungen sind durchweg unbedeutend; der rote Lenneschiefer ist gebleicht und öfters gehärtet, Adinole ist selten.

Eine spezielle ausführliche Beschreibung der einzelnen Gänge gibt Auskunft über ihre Mächtigkeit, ihr Streichen und Einfallen, das Verhalten des Nebengesteins und die am Gang festzustellenden Verwerfungen. Die Tafeln führen drei ausgebeutete Gänge und einen noch nicht ausgebrochenen nach guten Photographien vor und geben eine Vorstellung von dem Auftreten der Diabasgänge, der Beschaffenheit des Nebengesteins (Wellenlinien) und der Verwerfungen. Wegen der Einzelheiten in diesem Teil muß auf das Original verwiesen werden.

R. Brauns.

---

**G. Klemm:** Die Trachyte des nördlichsten Odenwaldes. (Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. großh. geol. Landesanst. zu Darmstadt. (4.) 26. 4—33. 5 Taf. 1905.)

Im nördlichsten Odenwald, zwischen Darmstadt, Dieburg, Offenbach und Frankfurt a. M., einem größtenteils aus rotliegenden Gesteinen aufgebauten Hügellande, treten an zahlreichen Stellen Eruptivgesteine zutage, am häufigsten Basalte, aber auch Trachyte. Diese sind bekannt geworden aus dem Distrikt Sporneiche, östlich von Meßel, von Dietzenbach, vom Hohen Berg zwischen Dietzenbach und Heusenstamm, vom Neuhof und aus einer Bohrung an der Dampfmaschine bei Spendingen. Die ersten drei Vorkommen liegen auf einer NNW. streichenden Linie und stimmen petrographisch so sehr überein, daß sie als gleichzeitig auf einer Spalte emporgedrungene Gesteine angesehen werden können. Sie unterscheiden sich aber von den beiden letztgenannten Trachyten, die sich untereinander

wieder ähnlich sind. Nach der Lagerung erscheinen alle Trachyte als Intrusionen in rotliegenden Schichten.

Das Gestein von der Sporneiche zeigt eine unter  $60^\circ$  geneigte plattige Absonderung und hellgraue Farbe. Porphyrische Feldspäte, selten 1 cm groß, liegen nebst Augit und Hornblende in einer aus den gleichen Mineralen und Magnet Eisen bestehenden Grundmasse; akzessorisch sind Apatit, Titanit, Zirkon, Rutil; sekundär ein Carbonat. Die Feldspateinsprenglinge zeigen in Spaltblättchen nach dem Brachypinakoid eine Auslöschungsschiefe von  $+8^\circ$  bis  $+3^\circ$ , gegen die Trace von OP auch die Austritte zweier Achsen (Oligoklas). Die weniger häufigen Sanidine zeigen oft keine einheitliche Auslöschung, sondern eine Teilung in verschiedene Felder. Der Augit löscht mit ungefähr  $40^\circ$  aus, die Hornblende in vertikalen Schnitten mit ca.  $9^\circ$ . Die Feldspäte der Grundmasse sind Sanidin. Das Mittel von drei Trachytbausanalysen ist folgendes: Si O<sup>2</sup> 60,85, Ti O<sup>2</sup> 0,46, Al<sup>2</sup> O<sup>3</sup> 17,53, Fe<sup>2</sup> O<sup>3</sup> 3,44, Fe O 2,43, Mg O 0,46, Ca O 1,89, Na<sup>2</sup> O 6,13, K<sup>2</sup> O 4,62, P<sup>2</sup> O<sup>5</sup> 0,27, Fe S<sup>2</sup> 0,51, Glühverlust 1,33; Sa. 99,96. Es ergibt sich daraus die OSANN'sche Typenformel  $s_{68} a_{11} c_2 f_7 n_{6,7}$ , wonach das Gestein zu den Trachyten und nicht zu den Bostoniten zu stellen ist.

Der Trachyt von Dietzenbach ist schwach rötlich oder violett, dünnplattig abgesondert und zeigt an einer Stelle eine Apophyse im Rotliegenden. Die Sanidine der Grundmasse sind sehr häufig idiomorph, zeigen aber Störungen ihrer optischen Beschaffenheit durch Zerdrückung in zahlreiche, abweichend auslöschende Felder. Augit und Hornblende sind völlig zersetzt und nur noch in Umwandlungsprodukten vorhanden.

Die Trachyte vom Neuhof und der Dampfmühle bei Sprendlingen treten wahrscheinlich gangförmig auf; sie sind sämtlich stark zersetzt. Als Einschlüsse fanden sich in den ersten drei Trachyten granitische Gesteine, Quarzbrocken und biotitreiche schieferige Gesteine nebst anderen kontaktmetamorphen Sedimenten; Einschlüsse rotliegender Gesteine sind dagegen mit Sicherheit nicht nachgewiesen. **F. Wiegers.**

**B. Zahálka:** Über einige Eruptivgesteine aus der Umgebung von Mělník und Mšeno. (Sitz.-Ber. böhm. Ges. d. Wiss. 1905. 77 p. [Böhmisch.])

Die basaltischen Eruptionen der Gegend von Mělník (an der Mündung der Moldau in die Elbe) gegen NW. sind isolierte Ausläufer des böhmischen Mittelgebirges. Mit demselben stehen in unzweifelhaftem zeitlichen und genetischen Zusammenhang isolierte Eruptionen, welche sich vom mittelgebirgischen Hauptherde gegen SE. über Böhmisches Leipa und Jičín bis Pardubice verfolgen lassen. Der hier beschriebene Teil dieser Eruptionen bildet einen Zug von variscischem Streichen, zu welchem parallel ČENĚK ZAHÁLKA eine große Dislokation in der Kreide zwischen Wegstättl und Mělník nachgewiesen hat.

Die beschriebenen basaltischen Gesteine sind:

1. Nephelinaugitit vom Hügel Zábör bei Mělník. Dunkelgrau mit zahlreichen, 1–3 mm messenden Augiteinsprenglingen; überwiegender Gemengteil ist ein licht gelblichbrauner, schwach pleochroitischer Augit ( $\frac{3}{4}$  des ganzen), viel Magnetit, wenig Nephelin und farbloses Glas mit  $n < 1,545$  (Canadabalsam).

2. Übergangsgestein zwischen Augitit und Nephelinit vom Chlomek. Die Bestandteile sind dieselben wie im vorigen Gesteine, jedoch mehr Nephelin.

3. Augitit aus der Nähe vom Chlomek, etwa 300 m vom vorhergehenden entfernt. In erster Generation Augit (etwa  $\frac{3}{4}$  des ganzen), akzessorisch dunkelbraune Hornblende und Magnetit; in der Grundmasse Augit, Magnetit und Glas. Nephelin fehlt. Allothigene Quarzkörner sind von einem Saume von grünlichen Pyroxennadeln umgeben und oberflächlich korrodiert.

4. Olivinnephelinaugitit von der Homole bei Řepín. Augiteinsprenglinge erreichen bis 7 mm Länge; die Grundmasse enthält vorwiegend ebenfalls Augit, ferner Magnetit, etwas Nephelin, Glas, Biotit und Feldspat. Der spärliche akzessorische Olivin ist zu Serpentin pseudomorphosiert, Hornblende magmatisch resorbiert.

5. Augitit vom Kamínek bei Strážnice. Auch hier tritt spärlich pseudomorphosierter Olivin auf; die Grundmasse etwas alteriert, scheint ursprünglich miarolitische Struktur gehabt zu haben.

6. Camptonitartiger Augitit von der Anhöhe Žitná, gangartig den Kreidesandstein durchsetzend, unterscheidet sich von den übrigen durch das Auftreten von großen Biotiteinsprenglingen, durch das ziemlich hohe spez. Gew. (2,974), sowie durch die weiter unten sub I. angeführte chemische Zusammensetzung. In der Grundmasse Nephelin und farbloses Glas. Akzessorische Einsprenglinge von Hornblende vorhanden.

7. Augitit vom Ostrý bei Wegstädtl. Die Hornblendeeinsprenglinge sind stark korrodiert, gegenüber den vorhergehenden Gesteinen häufiger; in einem Falle in der Hornblende Augit eingeschlossen.

8. Augitit vom Chlum bei Welleschitz. In der Grundmasse Augit, Nephelin, Magnetit, etwas Glas, spärlich auch Andesin.

9. Augitit von Vrútic. Makroskopisch seltene Einsprenglinge von Augit und Körner von sekundärem Analcim wahrnehmbar. U. d. M. zeigt sich in der Grundmasse nur sehr spärlich Biotit, Nephelin und Glas. Die eingeschlossenen Stücke von Kreidesandstein sind mit einem Kranz von grünlichem Pyroxen umgeben.

10. Nephelinaugitit mit Olivin (Übergang zu Limburgit) vom Hügel „Na šibenici“ bei Mšeno. Olivin — teils zu Iddingsit (?) umgewandelt — ist das älteste Glied der ersten Generation, ihm folgt Augit (etwa  $\frac{3}{4}$  des ganzen Gesteins), in der Grundmasse ziemlich viel Nephelin und farbloses Glas, dessen Brechungsindex  $< 1,545$  ist. Bořický's Bestimmung von Hornblende und Leucit in einem wahrscheinlich von derselben Lokalität stammenden Gestein ist irrtümlich, wie an seinem Originalpräparate beobachtet wurde.

11. Nephelinaugitit vom Kluček bei Víska. Pseudomorphosen nach Olivin fraglich, viel Nephelin und wenig Glas in der Grundmasse, magmatisch resorbierte Hornblende vorhanden.

12. Nephelinaugitit von der Klučková hora bei Klein-Bösig. Nephelin auch hier ziemlich häufig, Olivin in Pseudomorphosen nachgewiesen.

13. Augitit von der Čepička bei Mšeno. Ohne Nephelin und Olivin, mit Hornblende, Na-haltigem Glas und zu Hämatit pseudomorphosiertem Biotit.

14. Übergangsgestein zwischen Augitit und Plagioklasbasalt vom Lindenberg bei Houska. Zahlreiche Augit- und Hornblendeinsprenglinge erreichen bis 13 mm Länge; in der Grundmasse leistenförmiger Andesin nicht selten vorhanden, auch ein wenig Sanidin. Nephelin fehlt, das bräunliche Glas ist natriumhaltig.

15. Augitit vom Spitzberg zeigt einen brecciös-tuffosen Charakter, indem er unregelmäßig gestaltete Stückchen eines Hauyntrachyts einschließt und selbst aus eckigen Stücken besteht, die einander einschließen, unmittelbar berühren oder voneinander durch schmale Zwischenlagen einer zeolithischen Substanz getrennt sind. Der Augitit weist zahlreiche Augit- und Hornblendeinsprenglinge auf; ein Teil von Augiten besitzt einen grünlichen, einem Ägirinaugit entsprechenden Kern; in der Grundmasse überwiegt trübes braunes Glas. Der Hauyntrachyt enthält analogen Ägirinaugit, aber daneben auch basaltischen Augit und b. Hornblende, so daß trotz verschiedenem Alter der genetische Zusammenhang beider Gesteine wahrscheinlich erscheint.

16. Limburgit vom Kohlberg bei Houska. Olivin und Augit in erster, Augit und braunes Glas in zweiter Generation. Das Glas ist braun, Na-haltig, von der Salzsäure zersetzbar, nicht widerstandsfähig wie bei Limburgiten a. d. Rhön und Vogelsberg.

17. Limburgit vom Ješovicer Hügel, ähnlich dem vorigen.

18. Übergang zwischen Plagioklasbasalt und Limburgit vom Kostelec bei Liboch. Nur durch Vorhandensein von Andesinleisten von den beiden verschieden; das braune Glas weist  $n > 1,545$  auf, während farblose Partien des Glases  $n < 1,545$  haben (Anal. unten sub II).

19. Hauynophyr vom Komošín bei Klein-Bösig. Überwiegender Gemengteil auch hier Augit, akzessorisch Hauyn und Magnetit, braunes Glas.

20. Hauynophyr vom Nosader Berge. Hauyn massenhaft vorhanden, in den Augiteinsprenglingen zahlreiche Kerne von Ägirinaugit, in der Grundmasse Nephelin und Na-haltiges Glas.

21. Plagioklasbasalt (ohne Olivin) vom Berge Víno bei Mšeno. Zahlreiche Einschlüsse cretaceischer Gesteine, Kontaktbreccien. In der ersten Generation Augit und Magnetit, sowie spärliche Hornblende, in der zweiten Augit überwiegend, basischer Oligoklas und wenig Glas.

22. Plagioklasbasalt mit Olivin und Hornblende von Houska, E. vom Schlosse. Olivinpseudomorphosen nicht häufig. Hornblende häufiger; Plagioklas spärlich.

23. Übergang zwischen Trachyt und Feldspatbasalt vom Chlum bei Welleschitz, etwas N. vom Augitit No. 8, ist in Gestalt von zahlreichen rundlichen Einschlüssen in einem verwitterten Basaltgestein vorhanden (vergl. 15). Struktur deutlich trachytisch, Bestandteile: Oligoklas überwiegend, basaltischer Augit, Magnetit, Apatit, ziemlich viel basaltische Hornblende.

24. Übergang zwischen Hauyntrachyt und Trachybasalt vom Leipenberg bei Houska (vergl. 14). Struktur feinporphyrisch; spärliche Einsprenglinge gehören der basaltischen Hornblende und b. Augit an, nicht selten Hauyn, in der Grundmasse viel Oligoklas, wenig Sanidin, spärlich Glas.

25. Ähnliches Gestein von Klein-Bösig, am N.-Ende des Dorfes. Von dem vorigen durch das Vorhandensein von magmatisch korrodierten Biotiteinsprenglingen verschieden (Anal. III).

26. Hauyntrachyt von der Vrátenská hora bei Mšeno. Lichtgrau, von feinporphyrischer Struktur. Überwiegender Gemengteil Sanidin, daneben Oligoklasalbit; wenig Magnetit, Ägirinaugit und viel Hauyn als Einsprenglinge (Anal. IV).

27. Hauyntrachyt von Houska N. von Mšeno, zerstreute Blöcke am SW.-Abhang des Kirchberges. Vom vorigen durch feinere, an die pilotaxitische erinnernde Struktur der Grundmasse verschieden.

28. Hauyntrachyt mit akzessorischer Hornblende vom Spitzberge. Unzweifelhaft genetisch verwandt mit den sub 15 angeführten Einschlüssen im Augitit, findet sich am NE.-Abhange des Berges. Die Hornblendeinsprenglinge weisen grüne oder grünbraune Farbe auf und sind älter als die Augite (Anal. V).

Analysen: I. Camptonitischer Augitit (6) von der Žitná (Jos. HANUŠ); II. Übergang zwischen Plagioklasbasalt und Limburgit (18) vom Kostelec (derselbe); III. Übergang zwischen Hauyntrachyt und Trachybasalt (25) von Klein-Bösig (E. KOHN); IV. Hauyntrachyt (26) von der Vrátenská hora (derselbe); V. Hauyntrachyt (28) vom Spitzberge (Jos. HANUŠ).

	I.	II.	III.	IV.	V.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	37,17	40,48	46,60	} 50,35	{ 51,84
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,72	0,50	0,14		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	21,79	16,10	20,92	21,50	18,96
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	9,04	11,20	6,42	5,97	6,25
FeO . . . . .	2,84	1,18	3,74	Spur	3,55
MnO . . . . .	0,46	0,28	0,48	0,42	0,43
CaO . . . . .	14,79	13,21	7,29	4,51	5,07
MgO . . . . .	4,42	9,04	2,75	0,15	1,34
K <sub>2</sub> O . . . . .	3,25	2,74	4,46	5,68	3,21
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,85	1,26	5,59	7,79	3,00
CO <sub>2</sub> . . . . .	—	—	—	0,52	—
Glühverlust. . . . .	3,67	3,26	1,86	3,64	4,85
Sa. . . . .	101,00	99,25	100,25	100,53	98,93
Dichte . . . . .	2,974	2,840	2,729	2,567	2,637

Die Analysen würden zu folgenden Formeln führen: I.  $1,9 \text{ R}_2\text{O}_3 \cdot 2,3 \text{ SiO}_2$ ; II.  $2,3 \text{ R}_2\text{O}_3 \cdot 3 \text{ SiO}_2$ ; III.  $1,6 \text{ R}_2\text{O}_3 \cdot 3,2 \text{ SiO}_2$ ; IV.  $1,12 \text{ R}_2\text{O}_3 \cdot 3,35 \text{ SiO}_2$ ; V.  $1,17 \text{ R}_2\text{O}_3 \cdot 3,85 \text{ SiO}_2$ ; LÖWINSON-LESSING's Werte: I.  $\alpha 0,94 \beta 126 \text{ R}_2\text{O} : \text{RO} 1 : 4,1$ ; II. 1,13, 110. 1 : 9,8; III. 1,37, 82, 1 : 2; IV. 1,63, 62, 2 : 1; V. 1,85, 56, 1 : 2,2.

Das Gestein No. III von Klein-Bösisch steht in der Mitte zwischen den sauren und basischeren; seine Zusammensetzung steht dem Durchschnitt von I und IV sehr nahe und weicht nicht weit vom Essexit des Stockes bei Rongstock a. E. ab. Dadurch wird der Ursprung aller beschriebenen Gesteine aus einem gemeinsamen essexitischen Stammagma wahrscheinlich.

Bemerkenswert ist, daß die zuletzt beschriebenen sauersten Typen und die Übergangsglieder (No. 24, 25) einander am nächsten liegen; sie scheinen die älteren zu sein und das Eruptionszentrum zu bilden; um sie herum gegen W., S. und E. nimmt die Azidität zumeist ab, an der Peripherie sind zumeist hauptsächlich die basischesten Augitite und Limburgite vertreten. In HIBSCH's Reihenfolge der Eruptivgesteine des böhmischen Mittelgebirges entsprechen diesen Eruptionen zeitlich die älteren Phonolithe und ein Teil von trachytischen und tephritischen Phonolithen.

Fr. Slavik.

**Br. Förster:** Die Basaltgesteine der Kosel bei Böhmischem Leipa. (Jahrb. geol. Reichsanst. Wien 1905. 55. 563—592. 1 Karte; auch Inaug.-Diss. Leipzig 1905.)

Die Kosel bei Böhmischem Leipa ist ein etwa 6 km SW. von der Stadt entfernter Bergrücken, der die Seehöhe von 596 m erreicht; es ist eine einheitliche basaltische Decke, mit welcher beträchtliche Tuffmassen verbunden sind.

Der größte Teil des ganzen Rückens setzt sich aus Nephelinbasaniten zusammen. Die Struktur ist mikroporphyrisch, jedoch gibt es zwischen den kleinsten und größten Pyroxenindividuen alle Zwischenglieder. Der Augit in ihnen ist ein gemeiner Basalt-, selten Titanaugit; Zwillingsbildungen und Sanduhrbau sind an ihm selten. Der Olivin ist teils ziemlich groß, teils nur etwa von der Dimension 0,1 mm; die Serpentinisierung geht nicht nur nach (021), wie RINNE und SOELLNER anführen, sondern es zeigen sich auch in brachypinakoidalen Schnitten schiefwinkelige und nicht parallele Serpentinconturen. Außer Serpentin entsteht aus dem Olivin auch Iddingsit. Der Nephelin bildet leptomorphe Partien, die Plagioklase scheinen vorwiegend dem Bytownit anzugehören. Die Erze sind ausschließlich Magnetite, akzessorisch kommen ferner noch Apatit, brauner Glimmer und braune Hornblende vor.

Die etwa 400—600 m weiter gegen W. und NW. auftretenden Basalte unterscheiden sich vom Hauptgestein durch das Auftreten des Apatits in zwei Generationen: als älteste Ausscheidungen des Magmas ge-

wahrt man feine, bis hundertmal so lange wie dicke Nadeln, daneben aber große gedrungene Individuen von der Größe von bis  $0.8 \times 0.16$  mm als ziemlich spätere Bildung, älter als Plagioklas und Nephelin, jünger als Magnetit und Augit.

Das Gestein vom benachbarten Königsberg enthält größere zonare Augite und magmatisch resorbierte Hornblende, vereinzelt auch etwas Melilith.

N., W. und WSW. von der Kosel treten ebenfalls Nephelinbasanite auf, die jedoch durch größere Feinkörnigkeit, durch das deutlichere Hervortreten der porphyrischen Struktur, durch Armut an Apatiten und das fast vollkommene Fehlen von Hornblende und Glimmer sich von den vorigen unterscheiden; auch sind die Plagioklase nicht groß und tafelförmig wie in jenen, sondern klein leistenförmig.

Da nur im Gesteine des nordwestlichen Endes des Koselrückens, am Königsteine, resorbierte Hornblende vorkommt, so wäre dadurch nach der HAZARD'schen Theorie eine Annäherung an die Stielbasalte gegeben und jene Stelle als ein Eruptionspunkt angedeutet.

Der N. von der Kosel gelegene Ertelsberg ist als ein isolierter Stiel aufzufassen und besteht aus einem Nephelinbasalt mit reichlichem braunen Glas, mit resorbierten Hornblenden, ohne Plagioklas. Auf der Plattform des Ertelsberges liegen Bruchstücke umher, welche sehr deutlich die Sonnenbrennerstruktur aufweisen. Die Substanz der hellen Flecken läßt sich mit dem Messer leicht abkratzen und besteht wider Erwarten zum größten Teil aus Augit, weniger Olivin und Magnetit, ohne Feldspat und Nephelin. Demnach sind die Flecken nicht Konkretionen heller Gemengteile oder eines hellen Verwitterungsprodukts; es erscheint die Erklärung LASPEYRES' am wahrscheinlichsten, daß durch die Auslaugung eines Gemengteils, vielleicht des Nephelins, leere Räume entstehen, welche die hellere Farbe hervorrufen. Das Ganze erweist sich als eine Oberflächenerscheinung.

Schlieren von hellerer gelblichgrüner Farbe kommen zwischen der Kosel und dem Forsthause Neuland vor; sie sind gröberkörnig als das Hauptgestein, ihre Augite erreichen die Größe von bis 1 mm. Ein Übergang besteht nicht. Die Pyroxene der Schliere sind rötlich-violette Titanaugite, nur selten gemeine Augite; Apatite sind groß und zahlreich. Den größten Teil der Schliere nehmen helle Gemengteile ein: leistenförmige, nach dem Karlsbader Gesetz verzwilligte Orthoklase und große Individuen von Plagioklas, der in allotriomorpher Gestalt vorkommt und öfters von mit gelblichem Glas erfüllten Adern durchsetzt ist.

Auch im Gesteine des Königsberges kommen helle Schlieren vor, in denen die hellen Bestandteile noch mehr überwiegen: als einziger gefärbter Gemengteil tritt hier dunkle basaltische Hornblende auf. Orthoklas ist hier ganz spärlich vorhanden, ebenso der Nephelin; die Plagioklase ähneln denen von der vorigen Schliere. Massenhaft ist in dieser Schliere der Leucit vorhanden. Außerdem erscheinen hier kleine olivinfreie, fast nur aus Plagioklas mit wenig Nephelin bestehende Partien.

Genetisch dürfte die Blattform der Schlieren, ihre saure Beschaffenheit und scharfe Trennung vom Gesteine sie als hystero-genetische Schlieren im Sinne ZIRKEL'S erscheinen lassen, die in den letzten Erstarrungsphasen entstanden sind.

Der typische Nephelinbasanit der Kosel (I), sowie die Schliere vom erstgenannten Fundort (II) wurden von E. DONATH in Leipzig analysiert:

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O geb. verl.	Glüh- geb. verl.	Sa.
I.	42,60	0,12	17,60	9,82	4,30	12,40	7,14	0,24	2,22	1,49	3,40	101,33
II.	51,60	0,22	14,70	11,90	6,30	4,88	2,24	1,40	3,60	1,52	3,20	101,56

Es scheint dies der erste beobachtete Fall von hystero-genetischen Schlieren in einem Basaltgestein zu sein. **Fr. Slavik.**

**F. Windhager:** Quarzbostonit aus der Umgebung von Rézbánya. (Földtani Közlöny. **35.** 1905. 267 bezw. 232. Ungar. u. deutsch.)

Unter den Eruptivgesteinen, in welchen die Erzgänge von Rézbánya im südöstlichen Ungarn aufsetzen, kommt ein Ganggestein vor, welches Verf. als Quarzbostonit anspricht, obwohl nur sehr stark zersetzte Proben davon vorlagen. Eine von L. TOMASOVSKY ausgeführte Analyse ergab in Prozenten: SiO<sub>2</sub> 48,99, TiO<sub>2</sub> 0,95, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 15,82, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 7,95, FeO 5,02, CaO 8,47, MgO 3,39, K<sub>2</sub>O 1,83, Na<sub>2</sub>O 0,29, H<sub>2</sub>O 0,90, CO<sub>2</sub> 6,02; Sa. 99,63.

**Katzer.**

**M. v. Pálffy:** Beiträge zur genaueren Kenntnis des Gesteins vom Kirnik bei Verespatak. (Földtani Közlöny. **35.** 1905. 314 bezw. 366. Ungar. u. deutsch.)

Die Träger der berühmten Goldlagerstätten von Verespatak sind hauptsächlich die Eruptivstöcke des Kirnik und Csetátye, deren Gestein in der Literatur eine recht verschiedene petrographische Einreihung gefunden hat. Verf. bestätigt, daß nur A. KOCH recht hatte, als er das Gestein des Kirnik als Liparit bezeichnete. Der Csetátyestock besteht zu einem Teil ebenfalls aus Liparit, zum anderen Teil aus einer Breccie. Der Liparit scheint älter als der ihn umgebende Amphibolandesit zu sein. TSCHERMAK'S Angabe (vergl. dies. Jahrb. 1875. p. 313), daß der Kirnik aus einem Plagioklasgestein bestehe, dürfte dadurch zu erklären sein, daß Orthoklas von ihm irrig für Labradorit gehalten wurde. **Katzer.**

**E. Clerici:** Sopra una trivellazione eseguita presso Roma sulla via Casilina. (Rend. Accad. Lincei. Cl. fis. e mat. (5.) **14.** 1905. 1. Sem. Fasc. 1. 224—228. Roma 1905.)

An der Via Consilina,  $\frac{1}{2}$  km von Rom, ist eine Bohrung bis 30 m u. d. M. hinabgebracht; sie hat die ganze Serie vulkanischen Tuffs durchsunken und dann Schichten mit Süßwasserdiatomeen, Spongillennadeln und Landschnecken, ähnlich wie in dem Bohrloch am Capo di Bove nachgewiesen.

Deecke.

**E. Clerici:** Osservazioni sui sedimenti del Monte Mario anteriori alla formazione del tufo granulare. (Rend. Accad. dei Lincei. Cl. fis. e mat. 14. 1905. 1. Sem. Fasc. 9. 515—523. 3 Fig. Roma 1905.)

Untersucht man den Mineralbestand der Tone, Sande, Kiese etc., die am Mte. Mario bei Rom unter dem körnigen Tuffe liegen, so zeigt sich, daß darin eine Menge Material älterer kristalliner Gesteine ist, weil Turmalin, Biotit, Cyanit, Hypersthen etc. auftreten. Außerdem kommen Magnetit, Zirkon, basaltische Hornblende und kleine Trümmer von Trachyttuff nebst Kaolin vor. Diese gehen auf Aschenregen älterer Ausbrüche zurück vor der Entstehung der römischen Vulkane und lassen sich vielleicht auf das Ciminer Gebirge beziehen.

Deecke.

**C. Vaglini:** Di alcuni micascisti tormaliniferi del Monte Ornato presso Seravezza (Alpi Apuane). (Atti Soc. tosc. di Sc. nat. in Pisa. Proc. verb. 14. 1905. 134—136.)

Bei dem Blei- und Silbererzbergwerk von Bottino bei Seravezza in den Apuanischen Alpen kommen unter den Marmoren kataklastische aus Muscovit, Chlorit, Quarz, Turmalin und Apatit zusammengesetzte Glimmerschiefer vor, die neuerdings dem Perm zugerechnet werden. Von zwei Stücken wurden die nachstehenden Analysen erhalten, die mit von ROSENBUSCH gegebenen Zahlen annähernd übereinstimmen:

SiO <sub>2</sub> . . . . .	59,06	67,17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	19,54	15,82
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	} 7,97	4,75
FeO . . . . .		
MgO . . . . .	3,90	1,32
CaO . . . . .	0,56	1,12
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,67	2,24
K <sub>2</sub> O . . . . .	2,14	1,94
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,22	0,15
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,92	Spur
H <sub>2</sub> O . . . . .	2,60	4,01
	99,58	98,52.

Deecke.

**E. Manasse:** Di alcune leucote friti di S. Maria del Pianto nei Campi Flegrei. (Proc. verb. Soc. Tosc. di Sc. natur. 12. März 1905. Pisa. 4 p.)

Seit Jahrzehnten sind bei S. Maria del Pianto, unweit Neapel, zwischen den Schichten des grauen und gelben Trachyttuffs liegend, lose Blöcke von Leucittephriten bekannt, die aber mikroskopisch eigentlich noch nicht untersucht waren. Drei Stücke hat Verf. beschrieben. Sie enthalten die normalen Mineralien eines Leucittephrits mit akzessorischem Olivin, ein Stück führte reichlich Apatit, ein anderes spärlich Sodalith. Der Leucit war frisch, der Augit grün, die Struktur holokristallin mit schwach fluidaler Anordnung. Der  $\text{SiO}_2$ -Gehalt schwankte zwischen 49,34 und 46,85 %.

Deecke.

**C. de Stefani:** I proietti di Leucotefriti nei Campi Flegrei. (Rend. Accad. Lincei. Cl. fis. e mat. (5.) 14. 1. Sem. fasc. 11. 598—603, Roma 1905.)

Verf. gibt abermals eine Zusammenstellung der Leucittephrite, die lose als Auswurfsmassen in den Phlegräischen Feldern sich finden, und beschreibt dann näher die in der Breccie des Mte. di Procida liegenden. Diese sind sehr wechselnd im Aussehen, enthalten Plagioklas und Sanidintäfelchen, in der Grundmasse Labrador, Augit meistens als Mikrolithen, braune Hornblende, Magnetit, rosettenartig zerklüfteten Leucit um Magnetitkörnchen angeschossen, sehr selten Biotit, vielleicht Nosean. Die Leucittephrite im Osten von Neapel sind durch Olivinaufnahme basaltisch und den Sommagesteinen nahe verwandt, die im Westen dagegen phonolithisch. Wenn auch einzelne Stücke überall in den Phlegräischen Feldern auftreten, so beschränkt sich die Hauptmasse jedoch auf ihre Ränder, wo die älteren Eruptionsmassen liegen.

Deecke.

**E. Manasse:** Sopra alcune rocce eruttive della Tripolitania. (Boll. Soc. Geol. Ital. 34. 137—146. Roma 1905.)

Eruptivgesteine von Gebel, südlich der tripolitanischen Oase, die als Gegenballast von den Karawanen mitgebracht und an dem Wege von Ghadames nach Tripolis in der sogen. „Wüste“ fortgeworfen werden, sind in diesem Aufsätze mineralogisch und chemisch beschrieben. Es handelt sich um drei Gesteinsgruppen, deren zwei erste Basalte, deren dritte Andesite darstellt. — Die erste umfaßt grauschwarze, feine Basalte mit porphyrischer Struktur, in der die drei Hauptmineralien (saurer Labradorit, Augit und Olivin) in beiden Generationen vorkommen. Die Grundmasse ist feinkörnig, holokristallin, pilotaxitisch durch Plagioklasleisten, der Olivin fast farblos, oft verändert; der porphyrische Augit zeichnet sich durch geringe Schiefe ( $36^\circ$ ) aus, ist aber wie meistens in Basalten knäuel-förmig gruppiert. Die Analyse folgt unter I. — Die zweite Gruppe enthält feinkörnige Dolerite mit Blasenräumen. Ihre Struktur schwankt je

nach der Entwicklung von Glas zwischen hypokristallin und intersertalholokristallin. Es ist keine deutliche Scheidung in zwei Generationen erkennbar. Es sind Plagioklasbasalte mit etwas saurerem Labradorit und von der Zusammensetzung der Analyse II. — Die dritte Reihe muß als saure Andesite bezeichnet werden, zeigt eine grauschwarze aphanitische Grundmasse mit zahlreichen Tafeln eines glasigen Feldspats und mit grünen Augiteinsprenglingen. Die Feldspate sind Oligoklas, Sanidin, Anorthoklas und enthalten in Menge früher ausgeschiedenen Augit. Letzterer ist grün, oft korrodiert. Trotz des hohen Kieselsäuregehalts wurde freier Quarz nicht beobachtet. Die Grundmasse ist ein graubraunes Glas mit fluidal angeordneten Entglasungsprodukten und Oligoklasmikrolithen. Die Analyse zeigt No. III. Alle drei Analysen sind nach BRÖGGER, OSANN, LÖWINSON-LESSING berechnet und gezeichnet. Die Basalte bieten nichts Besonderes: die Andesite weichen aber von der Norm ab und nähern sich durch den  $\text{SiO}_2$ -Gehalt, den Mangel an Tonerde, den Reichtum an Alkalien mehr den Trachyten.

	I.	II.	III.
$\text{SiO}_2$ . . . . .	50,27	52,40	64,95
$\text{TiO}_2$ . . . . .	1,81	2,71	0,81
$\text{P}_2\text{O}_5$ . . . . .	0,25	0,14	0,11
$\text{CO}_2$ . . . . .	Spur	Spur	Spur
$\text{Al}_2\text{O}_3$ . . . . .	14,04	14,12	14,27
$\text{Fe}_2\text{O}_3$ . . . . .	8,68	6,52	3,37
$\text{FeO}$ . . . . .	3,95	4,47	1,89
$\text{MnO}$ . . . . .	Spur	0,41	—
$\text{CaO}$ . . . . .	9,56	9,43	2,60
$\text{MgO}$ . . . . .	6,81	6,77	0,87
$\text{K}_2\text{O}$ . . . . .	0,70	0,31	3,39
$\text{Na}_2\text{O}$ . . . . .	3,86	3,50	6,85
$\text{H}_2\text{O}$ (110°) . . . . .	0,36	0,21	0,35
Glühverlust . . . . .	0,31	0,22	0,24
	100,60	101,21	99,70.

Deecke.

**E. Manasse:** Cenni sul macigno di Calafuria e suoi minerali. (Atti d. Soc. Tosc. di Sc. nat. Memorie 21. Pisa 1905. 11 p. 3 Fig.)

Bei Calafuria südlich von Livorno steht ein zum Eocän gehöriger arkoseartiger Sandstein des sogen. Macigno an, der zu Straßenschotter dient. Sein Bindemittel ist Kalk in geringer Menge, sonst Ton und Eisen-erz, die aus den übrigen Bestandteilen hervorgingen. Diese sind Quarz, verschiedene Feldspate, Muscovit, Biotit, Limonit. Seltener kommen bläulicher oder hellbrauner Turmalin, Magnetit, Zirkon, Apatit, Rutil, Granat, Titanit, Ilmenit vor. Die Zusammensetzung des Sandsteins ergab:  $\text{SiO}_2$  64,96,  $\text{CO}_2$  4,57,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  12,14,  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$  3,37,  $\text{CaO}$  6,23,  $\text{MgO}$  2,54,  $\text{Na}_2\text{O}$  2,73.

e\*

$K_2O$  1,97,  $FeS_2$  0,17,  $H_2O$  2,03; Sa. 99,71. — Die horizontalen Bänke sind von zahlreichen Adern durchzogen, auf denen sich Baryt ausgeschieden hat und zwar in 3 Typen, nämlich 1. mit den Formen (110), (001), (104), (102), (101), 2. außerdem mit (010), (011) und 3. noch mit (111). Begleitet wird er von Dolomit ( $CO_2$  44,44,  $Fe_2O_3$  6,92,  $CaO$  29,00,  $MgO$  18,70, unlöslich 1,75; Sa. 100,71), von Hämatit mit Limonit, von Markasit ( $H_2O$  0,58,  $SO_3$  0,83,  $FeO$  0,71, S 48,65, Fe 42,69 und 6,48 eingeschlossener Baryt), sowie von Calcit, Pharmakosiderit und spärlichem Antimonglanz.

Deecke.

**G. Piolti:** Sull' alterazione della Lherzolithe di Val della Torre (Piemonte). (Ann. R. Accad. di Agricolt. di Torino. 48. 1905. 16 p. 1 Fig.)

Der Lherzolith der Val della Torre zeigt mannigfache Umwandlungen. Er ist bei dem Dorfe selbst von einer dichten Schicht Roteisenoekers bedeckt, an anderen Stellen ist er stark von Opal und Chalcedon durchzogen oder unter völligem Verschwinden der Mineralien in einem hämatitreichen Ton umgewandelt. Das frische Gestein besteht aus Olivin, Diallag, Enstatit und hat Knoten von Chromit und Picotit; es wird durchsetzt von einem gelegentlich fluidalen, jüngeren saussuritisierten Norit mit Strahlstein, Hornblende und Granat. In dem Lherzolith kommen neben Pyrit Kupferkies und Fahlerze vor; diese sind oxydiert, und die dabei entstandene schwefelige Säure hat das Gestein mannigfach umgewandelt. Der Chromit kann sowohl derselben Säure, als auch, wie durch mehrere Versuche dargetan wurde, der Oxalsäure der Pflanzenwurzeln zum Opfer gefallen sein. Bemerkenswert ist, daß die unterhalb des Tales liegenden Terrainstreifen einen kümmerlichen Pflanzenwuchs zeigen; dies wird auf die Einwirkung von Oxalsäure der Pflanzen zurückgeführt, die in dem Boden aus beigemengten Sulfaten freie schwefelige Säure erzeugt.

Deecke.

**P. Sustschinsky:** Notiz über die Insel Pargas (in Finnland). (Trav. soc. imp. d. nat. 33. (5.) 103—118. 1 Taf. Petersburg 1905.)

Im südlichen Teil der aus rohem, mittelkörnigem, glimmerarmem Granit bestehenden Insel Åhlön, der größten der Inselgruppe Pargas, sind eine Reihe von O.—W. streichenden Kalkbrüchen, in denen Verf. Einlagerungen von Eruptivgesteinen im Kalk, über dessen Alter leider keine Angaben vorliegen, beobachtet hat. Im Steinbruch Storgård bildet ein schwarzes, feinkörniges Hornblendegestein Linsen, Taschen, Nester im weißen, kristallinen Kalkstein, der an einer anderen Stelle von einem rosaroten grobkörnigen Quarz-Feldspatgestein gangartig durchzogen wird. Charakteristisch ist an diesen Gängen, daß sie fast immer mit einem hell- oder dunkelgrünen 1—2 cm breiten, manchmal lockeren und erdigen Rand versehen sind. In den graugefärbten Varietäten des Quarzfeldspatgesteins kommen zuweilen Ausscheidungen von Biotit und Graphit vor; letzterer

findet sich auch mit schwarzer Hornblende und Chondroit im Kalkstein in der Nähe von Hornblendegestein-Gängen. In einem Bruche bei Lindberg durchsetzt das granitartige Quarzfeldspatgestein gangförmig den Kalk und das schwarze Hornblendegestein, ist also das jüngste von den dreien.

Das Hornblendegestein besteht hauptsächlich aus Hornblende, Plagioklas (Labrador) und einer geringen Menge Augit in Körnern von unregelmäßigen Umrissen. „Der Aziditäts-Koeffizient  $\alpha = 1,32$  stellt dieses Gestein in die Gruppe von „Basiten“ (von LOEWINSON-LESSING), erlaubt aber nicht, es für einen typischen Diorit zu halten.“ Das graue oder rosa-rote granitartige Quarzfeldspatgestein ist ein grobkörniges Gemenge von Feldspatindividuen, grauem Quarz und unregelmäßigen dunkelgrünen Körnern von Augit (?); Biotit ist selten. Der Aziditäts-Koeffizient  $\alpha = 3,47$  erlaubt das Gestein als Granit mit Augit statt Glimmer zu den Aziditen zu stellen. Der grüne Saum der Gänge besteht aus meist triklinem Feldspat, wechselnden Mengen von Augitkörnern und zuweilen sekundärer Hornblende. — Die schwarzen Hornblendenden scheinen sich am Kontakt von Hornblendegestein mit Kalk, die blauen Pargasite mehr am Kontakt von Quarzfeldspatgestein mit Kalk auszuschneiden. **F. Wieggers.**

**J. G. Sundell:** On the Cancrinite-Syenite from Kuolajärvi and a related dike rock. (Bull. de la Com. Géol. de Finlande. 16. Helsingfors 1905. 20 p. 1 Taf.)

Verf. erörtert im ersten Teil zwei von ihm nach der HILLEBRAND'schen Methode ausgeführte Analysen des Cancrinit-Syenites von Pyhäkuru im Kirchspiel Kuolajärvi, den RAMSAY und NYHOLM 1895 beschrieben haben, und schließt daran einen Vergleich dieses Gesteins mit dem von Särna. auf Grund der MANN'schen Analyse (dies. Jahrb. 1884. II. -193-), der die Identität der beiden Gesteine in ihrer mineralogischen Zusammensetzung schlagend beweist.

Cancrinit-Syenit von Pyhäkuru, analysiert von J. G. SUNDELL (Mittel aus 2 Analysen):

SiO<sup>2</sup> 52,25, TiO<sup>2</sup> 0,32, ZrO<sup>2</sup> Spur, Al<sup>2</sup>O<sup>3</sup> 20,46, Fe<sup>2</sup>O<sup>3</sup> 3,82, FeO 0,68, NiO 0,05, MnO 0,09, CaO 2,39, SrO 0,09, BaO 0,06, MgO 0,14, K<sup>2</sup>O 6,18, Na<sup>2</sup>O 10,05, H<sup>2</sup>O unter 110° C. 0,08, H<sup>2</sup>O über 110° C. 1,75, P<sup>2</sup>O<sup>5</sup> 0,05, C<sup>2</sup>O<sup>3</sup> 1,69, SO<sup>3</sup> Spur, S Spur; Sa. 100,15.

Im zweiten Teil beschreibt Verf. einen Nephelinporphyr, der gangförmig in den archaischen kristallinen Gesteinen von Pyhäkuru auftritt. Im frischen Zustande dunkelgraugrün nimmt das zähe Gestein bei der Verwitterung eine gelbbraune Farbe an; in der makroskopisch aphanitischen Grundmasse sind kleine Kristalle von Nephelin, Pyroxen und gelegentlich Biotit zu erkennen. Der Nephelin ist gewöhnlich umgewandelt in ein radialstrahliges, doppelbrechendes, wahrscheinlich zeolithisches Mineral, und höchstens in der Mitte noch frisch. Der Pyroxen dagegen ist völlig

unzersetzt; die Flächen (110), (100) und (010) meist gut ausgebildet; einige Kristalle tafelförmig nach (100); auch Zwillinge nach (100). Der Pyroxen kommt in den zonar gebauten Kristallen in 3 Varietäten vor: in der Mitte ein fast farbloser, nicht pleochroitischer Augit; dann folgt ein hellgrüner Ägirin-Augit mit deutlichem Pleochroismus ( $a > b > c = \text{grün} > \text{hellgrün} > \text{gelbgrün}$ ). Die Wandung der Kristalle, hauptsächlich an den Spitzen, bildet ein dunkelgrüner Ägirin, der stark pleochroitisch ist ( $a > b > c = \text{dunkelgrün} > \text{hellgrün} > \text{gelb}$ ). Die Auslöschung nimmt von  $52^\circ$  im Innern ab bis  $36\text{--}28^\circ$  in der mittleren Zone und beträgt am Rande nur noch wenige Grad. Biotit, randlich umgeben von Pyroxen-nädelchen ist selten. Die Grundmasse ist ein Aggregat von Pyroxen und zersetztem Nephelin (mit reichlicher Neubildung von Calcit), Feldspat ist ganz untergeordnet; Apatit und Titanit treten akzessorisch auf. Der zersetzte Zustand des Gesteins wird in der Analyse augenscheinlich, die einen verdächtig hohen Kalkgehalt aufweist.

	I.	II.
Si O <sup>2</sup> . . . . .	45,48	48,28
Ti O <sup>2</sup> . . . . .	1,18	—
Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> . . . . .	18,75	20,72
Fe <sup>2</sup> O <sup>3</sup> . . . . .	3,99	6,24
Fe O . . . . .	1,57	3,58
Mn O . . . . .	0,15	0,22
Ca O . . . . .	7,22	2,88
Ba O . . . . .	0,13	—
Mg O . . . . .	1,50	2,32
K <sup>2</sup> O . . . . .	3,80	4,43
Na <sup>2</sup> O . . . . .	10,69	11,00
H <sup>2</sup> O unter $110^\circ$ C. . .	0,10	} 1,50
H <sup>2</sup> O über $110^\circ$ C. . .	2,00	
P <sup>2</sup> O <sup>5</sup> . . . . .	0,46	0,18
Cl . . . . .	0,14	—
CO <sup>2</sup> . . . . .	2,77	—
SO <sup>3</sup> . . . . .	0,24	—
	100,17	101,35.
Spez. Gew. . . . .	2,76.	

Die Analyse zeigt die Zusammensetzung der foyaitischen Magmen, und aus der Verwandtschaft mit dem Cancrinit-Syenit geht hervor, daß dieses Ganggestein ein Tinguait ist, ähnlich dem Tinguaitporphyr vom Katzenbuckel, von dem es sich nur durch den höheren Eisengehalt unterscheidet. Dieser Nephelinporphyr ist ident mit dem früher von Kuolajärvi beschriebenen Melilithbasalt, dessen stark zersetzter Nephelin irrthümlicherweise für Melilith gehalten wurde.

F. Wieggers.

**F. Loewinson-Lessing:** Petrographische Untersuchungen im zentralen Kaukasus (Digorien und Balkalien). (Verh. d. k. russ. min. Ges. 42. 237—280. Taf. VIII—XII. St. Petersburg 1905.)

Verf. schildert die Ergebnisse einer petrographischen Orientierungsreise nach dem nördlichen Abhang des zentralen Kaukasus (Digorien und Balkalien); es sind dort eine Reihe von lakkolithartigen Intrusivmassiven vorhanden, die nicht nur stratigraphisch selbständig, sondern auch verschieden in ihrer chemischen und mineralogischen Zusammensetzung sind. Ein Teil der Massive ist gekennzeichnet durch seinen Gehalt an alkalischen Erden und dem entsprechend an Kalknatronfeldspat; ein anderer Teil besteht aus Alkaligraniten; ein dritter aus Natron- und Anorthoklasgraniten. Letztere sind stark differenziert und zeigen vorherrschend eine leukokrate Fazies. In den Graniten treten Ganggesteine aus der Familie der dioritporphyritischen Gesteine auf. Auf dem Bergrücken Fytnarghi sind Reste eines vom Laboda stammenden Lavastromes, eines Enstatitdacits, angetroffen worden.

Die Granitlakkolithe sind z. T. noch von alten Sedimentärgesteinen bedeckt, z. T. sind solche in die Granite hineingepreßt worden. Das Gestein des Massivs von Ssadon ist ein eigentümlicher Typus der Plagioklasgranite, den Verf. Chloritbanatit nennt und den er mit den übrigen Banatiten, den Adamelliten, Tonaliten und Quarzmouzoniten zu der Gruppe der Granitoide zusammenfassen möchte.

Der Tumagor-Kaja besteht in seinem oberen Teil aus stark differenzierten Graniten; vorherrschend ist die leukokrate Fazies des Feldspatgreisens (Alaskyt); die melanokratischen Ausscheidungen gehören einem basischen Gestein an, das Verf. Amphibolmikrogabbro nennt. Die chemische Zusammensetzung ist:  $\text{SiO}_2$  46,44,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  19,80,  $\text{Fe}^2\text{O}_3$  3,20,  $\text{FeO}$  8,66,  $\text{MgO}$  6,23,  $\text{CaO}$  9,75,  $\text{Na}_2\text{O}$  2,11,  $\text{K}_2\text{O}$  1,43,  $\text{H}_2\text{O}$  2,21; Sa. 99,83. Am Schari-Tau sind anstehend Biotitgranit, Mikroklin-Biotit-Chloritgranit und Mikroklin-Adamellit; die dazugehörigen Ganggesteine sind meist vom Typus des Odinits. Die Gesteine des Dych-Ssu-Gletschers sind Feldspatgreisen, Chlorit-Adamellit, Muscovit- und Biotitgranite und Chloritgranit. Ein interessantes Ganggestein tritt am Dumala-Fluß auf, das zu der Gruppe der Übergangsgesteine zwischen Andesiten und Trachyten gehört. Verf. bezeichnet es als „basischen, erdalkalischen Andesittrachyt“ oder Dumalit. Nach der Azidität gliedert er es in die Reihe: Banakit, Dumalit, Gauteit, Vulsinit. Die Zusammensetzung des Dumalits ist:  $\text{SiO}_2$  53,93,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  19,90,  $\text{Fe}^2\text{O}_3$  0,92,  $\text{FeO}$  4,59,  $\text{MgO}$  3,79,  $\text{CaO}$  5,69,  $\text{Na}_2\text{O}$  6,33,  $\text{K}_2\text{O}$  2,01,  $\text{CO}_2$  2,42,  $\text{H}_2\text{O}$  0,97; Sa. 100,55. Die Arbeit enthält ferner zahlreiche Analysen der anderen Gesteine. **F. Wiegers.**

**F. Loewinson-Lessing:** Eine petrographische Exkursion auf den Tagil. (Verh. d. k. russ. min. Ges. 42. 44 p. 7 Taf. St. Petersburg 1905.)

Die Ufer des Tagils zwischen Nishne-Tagilsk und Gajewa werden von sehr verschiedenartigen Eruptivgesteinen und kristallinen Schiefern gebildet. Das eigentliche Gebiet der Eruptivgesteine umfaßt die Strecke von der Lebjashia bis zum Dorf Jasswa. Am Wyja-Teich ist ein apatitreicher Augit-Hornblende-Syenitdiorit anstehend, der den Syenit der Wyssockaja mit den Syeniten und Syenitdioriten am Tagil bei der Lebjashia verbindet. Inmitten der Syenitformation erhebt sich unterhalb des Medwjed ein Fels, der aus zwei verschiedenen Porphyren besteht, von denen der eine Feldspat-, der andere Angiteinsprenglinge hat, die komplementäre (leukokrate und melanokrate) Spaltungsprodukte des Syenitmagma zu sein scheinen; mit ihnen kommen auch Tuffe vor. Der Kataba-Fluß ist ungefähr die Grenze zwischen der Syenit- und der Gabbro-Pyroxenitformation, deren Gesteine sich über das Dorf Jasswa hinaus bis Angara erstrecken. Es sind stark umgewandelte, z. T. serpentinisierte Augit-Pyroxenite und Gabbros mit meist feinkörnigen dioritischen und basaltischen Ganggesteinen. Erstere erinnern an die Lucite, Orbite und Odinite; letztere gehören zur Familie der Vogesite und sind vom Verf. als *Camptovogesit* bezeichnet. Analyse:  $\text{SiO}_2$  40,40,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  20,71,  $\text{Fe}^2\text{O}^3$  3,04,  $\text{FeO}$  3,62,  $\text{MgO}$  5,28,  $\text{CaO}$  8,27,  $\text{Na}_2\text{O}$  5,64,  $\text{K}_2\text{O}$  1,39, Glühverlust 1,98; Sa. 99,33.

Von der Wäsche Angara bis Gajewa ist das Gebiet der kristallinen Schiefer, in denen jedoch auch massige Gesteine, wie Syenite und Granite, nicht fehlen. Verf. unterscheidet bei den körnigen Amphibolplagioklasgesteinen primäre eruptive Gesteine, Diorite mit saurem, Amphibolgabbros mit basischem Plagioklas, und sekundäre Gesteine, nämlich Paradiorite und Amphibolparagabbros, die genetisch eng mit kristallinen Schiefen verknüpft sind; Metadiorite, aus Gabbro und Diabasen durch Amphibolisierung des Pyroxens entstehend; Pseudodiorite, die entweder aus Amphiboliten durch Injektion mit Granitmagma oder auf hydrochemischem Wege aus Sedimenten entstanden sind.

Als Paradiorite (Parasyenite etc.) werden also Gesteine bezeichnet, die unmerkliche Übergänge von körnigen zu gneisartigen Gesteinen zeigen, deren Genese aber noch nicht hinreichend genau erkannt ist.

F. Wiegers.

E. Jeremina und F. Loewinson-Lessing: Beiträge zur Petrographie der Mugodjaren. Ergebnisse der Expedition von 1889 in die Mugodjaren. Lief. 2. St. Petersburg 1905. 119—170. 6 Taf. Russisch mit deutschem Résumé.

1. F. LOEWINSON-LESSING: Einleitung (1 Taf.). Über die im Jahre 1889 von der St. Petersburger Naturforschergesellschaft in die Mugodjaren gesandte Expedition, der als Geologen LOEWINSON-LESSING und WENJUKOW angehörten, sind bis jetzt nur zwei Abhandlungen des letzteren über das dort entdeckte Devon veröffentlicht. Das petrographische Material wird nunmehr von LOEWINSON-LESSING und Frau JEREMINA bearbeitet werden.

Die Mugodjaren (Acr-Tau), die südliche orographische Fortsetzung des Urals, sind ein asymmetrisches Gebirge, dessen Asymmetrie in einem steilen östlichen und einem flachen westlichen Abhänge oder im Charakter der Vorgebirge zum Ausdruck kommt. Die diskontinuierliche Hauptkette wird im Westen durch ein Längstal von dem Vorgebirge getrennt, während sie im Osten direkt an die Steppe grenzt oder von dieser durch ein hohes, hügeliges Plateau geschieden wird. Das Vorgebirge setzt sich aus Kiesel- und Jaspisschiefern, Tuffen, Tuffoiden und Devonkalken zusammen, an die sich konkretionäre und konglomeratische Eisenerze (Brauneisen) anlehnen. Auf diese folgt ein diskontinuierlicher Zug von cretaceischen Sandsteinen und Quarziten, während die Hauptkette vorwiegend aus Eruptivgesteinen zusammengesetzt ist, deren Beschreibung begonnen wird in:

2. E. JEREMINA: Die Berggruppe Dshaksy-Tau. Es ist dies die letzte große südliche Berggruppe der Mugodjaren, die vorwiegend aus Gabbrodiabas und porphyrtigem Diabas besteht, außerdem treten intrusive Orthoklas-Plagioklasgesteine auf. Alle Gesteine sind stark hydrochemisch verändert. Die Feldspäte gehören hauptsächlich sauren Plagioklasen an, als farbiger Gemengteil ist Augit oder Diallag vertreten, z. T. poikilitisch von Hornblende durchsetzt oder von derselben umwachsen. Hornblende in selbständigen Individuen wurde nur in einem Falle angetroffen. Im einzelnen werden folgende Gesteine beschrieben, z. T. mit Analysen: Gabbrodiabas, porphyrtiger Diabas, Dioritporphyr, Mikrobrecien, Quarzaugitdiorit, Feldspatolite, Gabbrosyenit, Syenit und Diorit.

3. F. LOEWINSON-LESSING: Die sphärolithischen Gesteine der Mugodjaren (5 Taf.). Die hier eingehend behandelten sphärolithischen Gesteine sind in den Mugodjaren stark verbreitet und wurden, wo sie anstehend angetroffen wurden, als Randfazies der Grünsteinmassive erkannt. Die Variolite sind hornblende-, nicht augitführend, sie sind eng verknüpft mit glasigen Ausbildungsformen und zeigen die verschiedensten Übergänge von sphärolithischem und eutexitischem Glase bis zu typischen Varioliten mit großen Variolen. Die strahlige Struktur der meisten Variolen zeigt um einzelne Zentren das Anschließen von divergenzstrahligen Feldspatkrystallen, die manchmal sogar in die umgebende Grundmasse hineinragen, also ein erstes Stadium der Auskristallisierung darstellen. Die Grundmasse selbst erweist sich oft als eine konzentrische oder strahlige äußere Randzone der einzelnen Variolen. Neben dieser radialstrahligen Struktur kommt auch nichtstrahlige Struktur der Sphärolithe vor, die dann als einzelne, vor der umgebenden Grundmasse erstarrte kolloidale Tropfen — nach Cross — aufzufassen sind. Ein dritter, seltener Typus zeigt sich an Stellen, die in so kompliziert unregelmäßiger Weise strahlige Ausbildung und Charakter der Grundmasse vereinigen, als ob diese Stellen des ursprünglichen Magmas nicht zur individualisierten Ausbildung von Variolen und Grundmasse gelangt wären.

Die Sphärolithbildung selbst ist das Produkt einer Differenzierung des Magmas in eine feldspatige (Variolen) und eine eisenmagnesiahaltige

(Grundmasse) Flüssigkeit. Verschiedene Analysen (p. 144 und 163) zeigen sehr deutlich und übereinstimmend, daß die Variolen einen höheren Gehalt an  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  und  $\text{Na}_2\text{O}$  haben, während in der Grundmasse  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{CaO}$  und  $\text{MgO}$  überwiegen. Die Feldspatflüssigkeit zog sich im Magma in Tropfen zusammen und kristallisierte aus der so entstandenen Emulsion zuerst und rasch aus, die Eisenmagnesiaflüssigkeit folgte etwas später, jedoch auch mit Neigung zur raschen Kristallisation. Wo diese Differenzierung des Magmas nicht stattfand, entstanden gewöhnliche Hornblende-Feldspatgesteine, z. B. Mikrodiorit. Warum diese Differenzierung des Magmas aber gerade auf die Randzonen der Grünsteinmassive beschränkt ist, bleibt noch unaufgeklärt; es wäre nach LOEWINSON-LESSING möglich, daß die äußeren Teile des Gesteinsmassivs ursprünglich eine eisenmagnesiareiche, die inneren eine feldspatige Zusammensetzung hatten, und daß durch tropfenweises Emporsteigen der leichteren Feldspatflüssigkeit der Anstoß zur Variolitenbildung gegeben wurde.

Der Abhandlung sind 5 Tafeln mit 20 sehr schönen Strukturbildern der verschiedenen Sphärolithgesteine beigegeben, die von WINKEL im mineralogischen Institute der Universität Göttingen aufgenommen sind.

Ernst Maier.

A. B. Willmott: The contact of the archæan and post-archæan in the region of the great lakes. (Journ. of Geology. 12. 40—41. 1904.)

„Archäisch“ umfaßt hier die huronische und die laurentische Formation, während das Keweenawan als postarchäisch bezeichnet wird. Der eigentümliche Kontakt zwischen Archaicum und Postarchaicum in der Gegend der großen Seen markiert sich meist schon durch die Erhebung des Archaicum über die jüngeren Formationen um einige hundert Fuß und nimmt einen zickzackartigen (im allgemeinen O.—W.-) Verlauf. Wahrscheinlich liegt eine Bruchlinie vor, längs deren der südliche Teil abgesunken ist; sie bildet die Nordküste des Superior und die Nord- und Ostküste des Huron. Jüngere Sedimente überlagern im Süden das Postarchaicum und im Norden die tieferen Partien des Archaicum.

Johnsen.

### Lagerstätten nutzbarer Mineralien.

F. W. Voit: Beiträge zur Geologie der Kupfererzgebiete in Deutsch-Südwest-Afrika. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. f. 1904. 25. 45 p. 19 Kartenskizzen u. Profile im Text. 1 Übersichtskarte. 1905.)

Die Ausführungen des Verf.'s beziehen sich auf das Land zwischen Swakop und Kuisib und von hier nach Ost bis zum 16. Längengrad. Der größte Teil des untersuchten Gebietes wird von Gesteinen gebildet, welche eine ausgesprochene Ähnlichkeit mit den in Süd-Afrika zutage

tretenden ältesten Gebirgsigliedern zeigen. Das Kartenbild zeigt in der Richtung von Nordwest bis Südost nacheinander folgende nordöstlich streichende Zonen: 1. Zone von vorwiegend Granit längs der Bahnlinie von Pforte bis Karibib; 2. Zone von vorwiegend kristallinen Schiefen vom Kuisib zwischen Roibank und Klipnuis bis in die Gegend der Potgrube; 3. Zone von vorwaltendem Granit vom Kuisib zwischen Klipnuis und Humib bis Otjimbingue und Okahandya; 4. Zone ausschließlich von Gneisen und anderen kristallinen Schiefen vom Kuisib zwischen Humib und Hudaob bis Okahandya und Windhoek. Die kristallinen Schiefer sind mannigfach zusammengesetzt: Gneise. Glimmerschiefer, Amphibolite, welche letztere mancherorts in seideglänzende Chlorit- und Sericitschiefer umgewandelt sind. Ganz besonders häufig sind granatführende Glimmerschiefer, einen sehr wichtigen Faktor spielen ferner im Schiefergebiet Quarzitschichten, Quarzgänge und Quarzlinsen. Auch Dachschiefer, Tonschiefer, graphitische Schiefer und Staurolithschiefer treten auf, ganz besondere Beachtung aber verdienen die auf dem Gebiete z. T. massenhaft entwickelten kristallinen Kalke. Großartige Schichtenumbiegungen und Aufrichtungen der kristallinen Gesteine sind zu konstatieren, als deren wichtigste Ursache Schrumpfungsvorgänge in der Erdkruste zu betrachten sein dürften. Dem Alter nach müssen nach Auffassung des Verf.'s die in Rede stehenden kristallinen Schiefer ins Archaicum zurückversetzt werden. Die Granite sind petrographisch meistens ein richtungslos körniges Gemenge von überwiegendem Feldspat, Quarz und Glimmer; je nach der Färbung des Orthoklases unterscheidet man rote und graue Granite. Charakteristisch ist das ungemein häufige Auftreten von Pegmatit. Ein außerordentlich häufiger Bestandteil des Granites ist Turmalin, vielfach finden sich auch Apatite, Topase und Berylle. Zuweilen führen die Granite basische Schlieren, häufig sind sekundäre Bildungen. An zahlreichen Punkten läßt sich die intrusive Lagerung der Granite gegenüber den kristallinen Schiefen und damit das jüngere Alter dieser Intrusivmassen auf das deutlichste nachweisen. Verf. bespricht sodann eingehend die dortigen Erscheinungen der Kontaktmetamorphose der Schiefer von seiten der Granite: einerseits die Umwandlungen der eingelagerten Kalksteine in unreine Marmore und Kalksilikatgesteine, andererseits die Umwandlung früher vermutlich pelitischer und psammitischer Sedimente.

Abgesehen von den Graniten hebt Verf. noch das Auftreten gangförmiger Eruptivgesteine der Diabasfamilie hervor. Nur an zwei Stellen des von ihm durchstreichten Gebietes konnte Verf. dürftige Reste einer älteren Sedimentärformation entdecken: auf dem Gipfel des Gansberges und auf den Hügeln von Karibib, die den Bockbergen parallel laufen. Den etwa 50 m mächtigen, den Gneisgranit diskordant und flach überlagernden tafelförmigen Sandsteingipfel des Gansberges rechnet Verf. zu der von SCHENCK als Namaformation bezeichneten Tafelbergformation. Ein ungefähr gleiches Alter wie dem Gansberg-Sandstein möchte er der Kalksteinbreccie in den Hügeln von Karibib zusprechen. Als jüngere Sedimente kommen

im Gebiete nur diluviale und alluviale Bildungen in Frage. Ins Diluvium dürften wohl die Kalke zu verweisen sein, die zuweilen in dickeren Schichten das Grundgebirge bedecken, vielleicht dem ältesten Alluvium angehörig sind 2—6 m mächtige Schotterterrassen im Kuisib zwischen Nadab und Humib.

Eine Erzführung ist auf dem ganzen Gebiete lediglich den Schiefem und Gneisen eigen. Diese Erzführung verteilt sich auf zwei Arten des Vorkommens, einerseits ist sie an Quarzgänge geknüpft (wie bei Ounguati 10 km nördlich von Karibib), andererseits handelt es sich um fahlbandartige Imprägnationen, wie auf der Gorapgrube, der Hopegrube und der Matchleßgrube. Auf der Pot-Mine weist eine den Gneisen zwischengelagerte Granatfelschicht spärliche Kupferimprägnation auf. Das Vorkommen von Otyozonyati stellt eine Verbindung von erzführenden Quarzgängen mit fahlbandartigen Imprägnationen dar. Außerdem schildert Verf. noch das außerhalb des Kartengebietes fallende Vorkommen der Sinclairgrube im westlichen Groß-Namaqualande. Hinsichtlich der Genesis der Lagerstätten hält Verf. die Quarzgänge für Faltungs- und Aufblätterungsspalten; der Kupfergehalt der Schichten war wohl schon bei der Sedimentierung vorhanden, besonders aber scheinen die Amphibolgesteine, ohne auf ihre noch fragliche ursprüngliche Beschaffenheit als eruptive Decken näher einzugehen, einen bedeutenden Metallgehalt zur Verfügung gehabt zu haben. Weiterhin trat dann die Lateralsekretion in Wirkung.

Von der vorhandenen Fachliteratur stand dem Verf., wie er in der Einleitung hervorhebt, ausschließlich „G. GÜRICH: Deutsch-Südwest-Afrika, Hamburg 1891“ (dessen Karten bereits zahlreiche Gesteinsbestimmungen enthalten) zur Verfügung; die Aufsätze von J. KUNTZ: Kupfererzvorkommen in Südwestafrika (Zeitschr. f. prakt. Geol. 12. 199—202, 402—405. 1904) konnten, wie Verf. mitteilt, nicht mehr benutzt werden.

A. Sachs.

**J. F. Kemp:** Die Lagerstätten titanhaltigen Eisenerzes in Laramie Range, Wyoming, Vereinigte Staaten. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 13. 1905. 71—80.)

Das erörterte Vorkommen liegt 20—25 englische Meilen nordöstlich von Laramie. Von Laramie aus ist ein Weg von ungefähr 25 km in nordöstlicher Richtung zurückzulegen, um die mesozoischen und paläozoischen Schichten zu überschreiten und um das ältere kristallinische Gebirge anzutreffen. Dort, wo es sich zum ersten Male zeigte, in der Nähe von F. S. King's Ranch, sind es echte Labradoritfelsen: Anorthosite. Weiter östlich verschwinden die Anorthosite und es treten rauhe Gneise auf. Die Anorthosite nehmen ihren Lauf nach Nordosten zu in einer Ausdehnung von ungefähr 33 km. Die Anorthosite werden von Granitgängen häufig granophyrischer Natur durchsetzt. Der titanhaltige Magnetit wird innerhalb des Anorthosites an zwei Orten gefunden. Der eine liegt etwa 40 km von Laramie entfernt bei dem Shanton Ranch. Die größte

Erzmasse hat hier eine Längenausdehnung von 500 m und eine von 25 m bis auf Null schwankende Mächtigkeit, deren Mittel 6 m beträgt. In ihrem Laufe zeigt sie Krümmungen. Das Erz enthält 49,47  $\text{TiO}^2$  mit 34,29 Fe, es enthält vielfach Einschlüsse grünen Spinells. Die andere, wichtigere Örtlichkeit ist der Iron Mountain, eine Anhöhe 10 km nördlich von Shanton Ranch, die durch die Fluten des Chugwater Creek in zwei Teile geschieden wird. Das Erz läuft hier, eine Art Mauer bildend, mindestens 3 km weit. Seine Berührungsstelle mit dem Nebengestein ist scharf und glattgerieben, aller Übergangsstufen bar. Besonders interessant ist ein kleinerer, 5 m mächtiger Erzgang, der Olivin enthält mit einem gegen die Ränder zu steigenden Gehalt, auch er hat eine scharfe Berührungsfläche gegen den Anorthosit. Da die eruptive Natur der titanhaltigen Magnetite festgestellt ist, wurden dieselben gewöhnlich als basische Segregationen aufgefaßt, die sich in einer frühen Epoche des Magmas ausgesondert haben. Indessen können die Vorkommen von Chugwater nur ausgelegt werden als Gänge, die in Spalten geprägt worden sind; die Längenausdehnung von über 3 km, stets in gerader Linie, scheint jedwede andere Hypothese auszuschließen. Auch die chemischen Verhältnisse, sowie die Tatsache, daß ein Übergehen des Erzes ins Nebengestein oder auch Einschlüsse des letzteren im Erze nicht vorhanden sind, bekräftigt diese Annahme. Die Erze von Iron Mountain enthalten ca. 23 %  $\text{TiO}^2$ . A. Sachs.

**H. Münster:** Die Brauneisenerzlagerstätten des Seen- und Ohmtals am Nordrand des Vogelsgebirges. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 13. 1905. 242—258.)

Es wird der Aufbau des Vogelsberges, sowie die Gliederung der dortigen Basalte besprochen, zweitens das Auftreten von Eisenerzen in Verbindung mit Bauxit behandelt, sowie ein historischer Überblick über die Kenntnis dieser Lagerstätten im Vogelsberg gegeben, drittens werden die speziellen Lagerungsverhältnisse der Eisenerze im Seen- und Ohmtal gekennzeichnet, endlich werden die Resultate der Untersuchungen in ihrer Beziehung zur Genesis der Lagerstätten zusammengestellt. In letzterer Hinsicht scheinen dem Verf. drei Gründe für die Entstehung durch Einwirkung post vulkanischer Thermen im Sinne von CHELIUS zu sprechen:

1. Das Vorkommen der Eisenerze in einer zusammenhängenden Zone als abweichende Zersetzungsform der Basalte von den Produkten einer normalen Verwitterung.

2. Das Vorhandensein von Spalten im Lagerstättengebiet, an denen die Thermen aufgestiegen sein können.

3. Die chemische Zusammensetzung der Umsetzungszone.

A. Sachs.

**A. Terpigoreff:** Brauneisenerzlagerstätte des Hüttenwerkes „Sulinsky Sawod“. (Gorno-Sawodskaja Gazetta. 1900. No. 7; Zeitschr. f. prakt. Geol. 13. 1905. 115—116.)

Notiz über diese Erze, die nesterförmig in Tonen, Sandsteinen, sandigen Schiefeln und Kalksteinen der Steinkohlenformation auftretend, gegenwärtig als Beihilfe zu den reichen Erzen von Kriwoi Rog dienen.

A. Sachs.

**A. Terpigoreff:** Magneteisenerzlager von Daschkessan im Kaukasus. (Gorno-Sawodskaja Gazetta. 1900. No. 35; Zeitschr. f. prakt. Geol. 13. 1905. 116—118.)

Eine Beschreibung dieses bekannten Vorkommens, das, wie Verf. hervorhebt, die einzig zuverlässige Eisenerzlagerrstätte im Kaukasus darstellt.

A. Sachs.

**F. Kossmat und C. v. John:** Das Mangan-Eisenerzlager von Macskamezö in Ungarn. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 13. 1905. 305—325.)

Das Mangan-Eisenerzvorkommen, welches im Hangenden des Marmorzuges von Macskamezö dem gegen den Láposfluß fallenden Glimmerschiefer parallel eingeschaltet ist, hat seine Hauptentwicklung in dem über 700 m langen westlichen Teile der Lagerzone, besonders zwischen dem Valea Frintura und Borta; von geringerer Bedeutung ist der östliche Abschnitt, welcher im Kopatkagraben aufgeschlossen ist. Es liegt ein Sedimentärgebilde vor, welches gleichzeitig mit der Metamorphose der einschließenden Schichten die Beschaffenheit einer kristallinischen Lagermasse erhielt, und später unter dem oxydierenden Einflusse der Luft und der Tageswässer sekundäre Umwandlung durchmachte. Die kristallinische Lagermasse besteht aus Mn—Fe-haltigen Silikaten (Dannemorit, Knebelit, Spessartin) zusammen mit Lagen und Putzen von Manganspat, lokal auch von Manganmagnetit; Apatit tritt zusammen mit den Silikaten auf, Kieseinsprengungen sind in geringen Mengen vorhanden. Die Lagermasse besitzt meist eine deutliche Schichtung, welche besonders dort zum Ausdruck kommt, wo Bänder von verschiedenen Bestandteilen, z. B. Magnetit oder Manganspat mit Silikaten, abwechseln. An manchen Einschlüssen ist auch eine Einschaltung von Glimmerschiefer in der Lagerzone vorhanden. Die sekundären Umwandlungen führten sodann zur Bildung von Braunstein-Limoniterzstöcken.

A. Sachs.

**F. Kretschmer:** Neues Vorkommen von Manganerz bei Sternberg in Mähren. (Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen. 53. 1905. No. 39.)

Es handelt sich um einen von Manganspat und Psilomelan durchsetzten Kalkstein, welcher in anscheinend oberdevonischen Schiefeln linsenförmige Einlagerungen bildet. Es werden drei Analysen, darunter die eines „Hartmanganerzes von kalksteinartigem Aussehen“ und eines „braun-

steinähnlichen quarzigen Manganerzes“ mitgeteilt; ersteres enthält 23,56, letzteres 18,93 % Manganoxyde. [Daraus erhellt, daß die Benennung der Erze mineralogisch unzutreffend und das Vorkommen technisch wertlos ist. Ref.]

**Katzer.**

Kaolin from St. Vincent. (Bull. of the Imp. Inst. 1. 19—20. London 1903.)

Die chemische Untersuchung eines Kaolins von St. Vincent (ohne genauere Fundortsangabe), der dem Imperial Institute in Form von weichen weißen Stücken eingesandt war, hatte folgendes Resultat:

SiO<sub>2</sub> 63,04, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,5, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 21,68, CaO Spur, MgO 0,72, K<sub>2</sub>O 0,39, Na<sub>2</sub>O 1,02, H<sub>2</sub>O 8,17, Feuchtigkeitsgehalt 4,67.

Der hohe Gehalt an SiO<sub>2</sub>, der durch beigemengten Quarz hervorgerufen ist, ist der praktischen Verwendung dieses Kaolines hinderlich, läßt sich aber vielleicht durch Waschen mit Wasser herabdrücken.

**K. Busz.**

Tin Ore from the Bautshi Tin Fields, Northern Nigeria. (Bull. of the Imp. Inst. 1. 21. London 1903.)

Das Zinnerz kommt ungefähr 2 m unterhalb der Erdoberfläche auf einer Ebene vor, nördlich einer Bergkette, die etwa 70 englische Meilen südwestlich von Bautshi in Nord-Nigeria gelegen ist. Es findet sich in kleinen losen Stücken, die im wesentlichen aus Zinnstein bestehen, verwachsen mit geringen Mengen von Granat, Rutil, Magnetit und Topas.

Die chemische Analyse ergab folgende Zusammensetzung:

SnO<sub>2</sub> 81,30 (entsprechend 64 % metallisches Zinn), SiO<sub>2</sub> 1,0, TiO<sub>2</sub> 5,46, FeO 6,63, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 4,60, MgO 0,35, PbO 0,25.

Kalk, Kupfer, Gold und Arsen fehlen.

**K. Busz.**

Haematite from the Chota Wepur State, Bombay Presidency. (Bull. of the Imp. Inst. 1. 64—65. London 1903.)

Nördlich von Moriari in dem Staate Chota Wepur in Vorderindien kommen in großer Ausdehnung Schichten von Eisenglimmerschiefer vor, die im wesentlichen aus etwa 1 mm großen Blättchen von Eisenglanz bestehen und als Eisenerz gewonnen werden.

Die Analyse des Materiales ergab:

Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 81,02, FeO 0,26, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 3,41, MgO 0,66, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 0,11, SiO<sub>2</sub> 13,68, H<sub>2</sub>O 0,74.

Es entspricht das einem Gehalt an metallischem Eisen von 56,9 % und an Phosphor von 0,074 %.

**K. Busz.**

Minerals from North-Eastern Rhodesia and British Central-Afrika. (Bull. of the Imp. Inst. 2. 73—78. London 1904.)

Bericht über die Untersuchung einer Anzahl von Eisenerzen und anderen Mineralien aus Nordost-Rhodesien und British Central-Afrika.

1. Titaneisen vom Lusangazi-Distrikt, Nordost-Rhodesien; derb, stahlgrau, spez. Gew. 4,98, Härte ungefähr 6, mit 10,48 FeO, 68,42 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 21,09 TiO<sub>2</sub>; daneben geringe Mengen von Schwefel in Phosphorsäure.

2. Magnetit von Nordost-Rhodesien (ohne genaue Fundortsangabe); kommt in kristallinen, stark magnetischen Aggregaten vor. Härte 6 mit 10,56 FeO, 71,50 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 4,93 MgO, 9,59 SiO<sub>2</sub>; dazu geringe Mengen von S und P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>.

3. Magnetit von Songani Estate, Zomba-Distrikt; kompakt und stark magnetisch mit 24,84 FeO, 67,84 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 1,83 TiO<sub>2</sub>, etwas Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, SiO<sub>2</sub> und andere Verunreinigungen.

4. Hämatit von den Muching Hills, Nordost-Rhodesien; derb mit 90,69 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 0,73 FeO, etwas Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> und SiO<sub>2</sub>.

5. Muscovit von demselben Fundort; kommt in großen Tafeln vor, die in dünnen Blättern fast vollkommen durchsichtig sind; ebendort auch Biotit in großen Tafeln.

6. Quarz; es werden einige Quarzvorkommnisse erwähnt, die in Nordost-Rhodesien auf Gold abgebaut werden.

7. Kalkstein; es findet sich spätiger Kalk auf der Shirwa-Insel, Jomba-Distrikt, und ein weicher Muschelkalk am Loangwa-Fluß, Nordost-Rhodesien; beide sind technisch ohne Bedeutung. K. Busz.

The commercial utilisation of Corundum from Perak, Federated Malay States. (Bull. of the Imp. Inst. 2. 229—231. London 1905.)

In der Nähe von Ipohe in dem Kinta-Distrikt von Perak findet sich Korund in abgerollten Stücken in einem alluvialen Sande, der auf Zinn verarbeitet wird. Er kommt, wie es scheint, in großer Menge vor und bildet feinkörnige Massen, die aus mikroskopisch kleinen Kristallen bestehen und bis fast 4 kg Gewicht erreichen. Die Härte ist etwas größer als die des kristallisierten Korundes von Ceylon. Spez. Gew. 3,75—3,90, je nach der Dichte der Struktur.

Die Analyse ergab: SiO<sub>2</sub> 0,15, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 97,10, CaO 0,50, MgO Spur, H<sub>2</sub>O 2,41.

Der Tonerdegehalt ist demnach größer als in irgend einem anderen analysierten gemeinen Korund. Die Farbe ist blaßblau bis blaugrau. Dieser Korund würde ein ausgezeichnetes Schleifmaterial liefern. Die Gewinnung hängt davon ab, ob er tatsächlich in größerer Menge auftritt.

K. Busz.

Tinstone from Madagascar. (Bull. of the Imp. Inst. 3. 41. London 1905.)

Die Analyse von Zinnstein von Madagaskar [ohne nähere Angabe des Fundortes und der Art des Auftretens. Ref.] ergab folgendes Resultat:

SnO<sub>2</sub> 97,98 (entsprechend 77½% metallisches Zinn), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,15, CaO 0,20, unlöslicher Rückstand 1,55 (vorwiegend Niob- und Tantaloxyle).

Der Gehalt an Zinn ist somit höher als bei den besten Zinnerzen, die zurzeit verarbeitet werden und deren Zinngehalt 59—72% beträgt.

K. Busz.

Monazitic Sand from Queensland. (Bull. of the Imp. Inst. 3. 233—236. London 1905.)

Ein zur genaueren Untersuchung dem Imperial-Institut in London eingesandter Sand von Queensland — ohne speziellere Angabe des Fundortes und des Auftretens — erwies sich als ziemlich arm an schweren Bestandteilen. Durch Behandeln mit fließendem Wasser wurde der größte Teil der leichteren Mineralien — Quarz, Feldspat, Biotit, Aktinolith, Gesteinsbruchstücke — etwa  $\frac{1}{3}$  der ganzen Menge entfernt. Der Rest bestand im wesentlichen aus Titaneisen ca. 84%, Granat und ähnliche Silikate ca. 5%, Quarz ca. 4½%, Monazit nur 1,2%. Die chemische Untersuchung ergab einen Gehalt von 0,23% ThO<sub>2</sub>. Für die Thoriumgewinnung ist daher das Material unbrauchbar.

K. Busz.

H. L. Barviř: Zur Frage nach der Entstehung der Graphitlagerstätten bei Schwarzbach in Südböhmen. (Sitz-Ber. böhm. Ges. d. Wiss. 1905. 13 p.)

Im Jahre 1897 publizierte Verf. (vergl. dies. Jahrb. 1899. I. -399-) eine Abhandlung, worin er nach der mikroskopischen Beschaffenheit des Schwarzbacher Graphits denselben als gleichzeitig mit dem ihn enthaltenden Gneis kristallisiert, für metamorphe alte Kohle erklärt. In derselben Arbeit beschrieb er das Auftreten eines skapolithähnlichen Minerals im Schwarzbacher Graphit, wofür er in der vorliegenden Abhandlung eine nähere Betrachtung widmet. Dieses Mineral ist ziemlich häufig, optisch dem Meionit nahestehend. Einige Partien sind schwach gefärbt und pleochroitisch: // c rötlich, schwach absorbiert,  $\perp$  c schwach grünlich, fast farblos. Skapolith und Graphit umschließen sich gegenseitig, sind also gleichzeitig auskristallisiert. Das Vorkommen von stengeligem Quarz, der beiden aufzusitzen pflegt, scheint ein Merkmal zu sein, daß die jetzt als Graphit erscheinende Substanz bei der Umkristallisierung ihr Volum verkleinerte und fest war.

Der Skapolith — bisher für Feldspat gehalten — tritt bei Schwarzbach stellenweise in ziemlicher Menge im Graphit auf, und sein Auftreten als ein Kontaktmineral und gegenseitige Umschließung mit Graphit unterstützen die Auffassung des Graphits als kontaktmetamorpher Kohle.

Mit der Annahme einer Kontaktwirkung stimmt auch die Pflasterstruktur der dem Graphite eingelagerten gneisartigen Linsen überein.

Die Ausbildung des Graphitgneises ist überall schichtenartig, er wechselt konkordant mit Kalksteinen; in beiden tritt bezeichnenderweise Phlogopit auf.

Die graphithaltenden Gneise von Schwarzbach, Krumau und Passau zeigen einen größeren Gehalt an  $TiO_2$  (Rutil, Titanit) auf als die graphitfreien, ganz wie die kohlenstoffführenden Hornfelsgneise des Schwarzwalds und die graphitischen Chloritoidschiefer Steiermarks. Das Auftreten von Skapolith im Graphit weist eine Analogie mit der chemischen Tatsache auf, daß die Asche der Steinkohle hauptsächlich aus Kieselsäure, Tonerde und Kalk mit nur wenig Kali besteht.

Die Strukturen von Graphitpartien, bezüglich deren Verf. auf die Tafeln seiner früheren Arbeit verweist, zeigen eine gewisse Selbständigkeit, doch sollen vorläufig keine Schlüsse über ihre Entstehung gezogen werden.

Die — übrigens seltenen — mit Graphit ausgefüllten Klüfte können auch bei der Annahme von Verf.'s Ansichten erklärt werden, denn z. B. die Fleckschiefer zeigen ja, daß während der Kontaktwirkung eine Wanderung der Kohlensubstanz stattfinden kann.

Die starke Kaolinisierung des Feldspats und Skapoliths scheint ein späterer Vorgang als die Graphitbildung zu sein, verbunden mit dem Auftreten von jüngeren granitischen Gesteinen. Fr. Slavik.

Graphite from the Chatisgarh District of the Central Provinces of India. (Bull. of the Imp. Inst. 2. 232—234. London 1905.)

Das Vorkommen von Graphit in Zentral-Indien wurde zuerst von T. L. WALKER (Memoirs of the geolog. Survey of India. 23. 3) im Jahre 1902 beschrieben, und zwar aus der Provinz Kalahandi, wo dieses Mineral zusammen mit Granat-Sillimanitgesteinen, die granitischen Gneisen aufgelagert sind, auftritt. Auch in der nordöstlich von Kalahandi gelegenen Provinz Patna, einem hügeligen Lande, das im wesentlichen aus granatführendem Gneis besteht, kommt bei Dharapgarh in der Nähe des Flusses Barabailat Noi, und bei Domaipali Graphit vor. Er ist geschichtet und gemengt mit mehr oder weniger Quarz, Feldspat, Calcit und Glimmer. Vermutlich liegen Graphitgneise vor.

Für technische Verwertung ist die Masse zu unrein, ebenso wie auch der Graphit von Kalahandi. K. Busz.

W. Petrascheck: Welche Aussichten haben Bohrungen auf Steinkohle in der Nähe des Schwadowitzer Carbons. (Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen. 53. 1905. No. 50.)

Die Aussichten sind gering, weil überall erst in sehr beträchtlichen Tiefen von einigen Hundert bis 2000 m das Carbon erreicht werden dürfte.

Am günstigsten dürften sich die Verhältnisse noch südwestlich von der großen Hronov—Parschnitzer Verwerfung und nicht zu nahe bei derselben gestalten, also etwa im Aupatal bei Eipel oder bei Saugwitz.

Katzer.

J. Kavčič: Der Braunkohlenbergbau von Hrastovetz. (Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen. 53. 1905. No. 41.)

Eine [in geologischer Beziehung nichts weniger als einwandfreie Ref.] Darstellung der Kohlenablagerung von Hrastovetz bei Pölttschach in Untersteiermark, die offenbar den Zweck verfolgt, zur Wiederinangriffnahme des Bergbaues in der dortigen Gegend anzuregen. Die Kohle besitzt einen Wärmeeffekt von über 7000 Kal. und ist backend.

Katzer.

A. Steuer: Über ein Asphaltvorkommen bei Mettenheim in Rheinhessen. (Notizblatt d. Ver. f. Erdk. u. d. großh. geol. Landesanst. zu Darmstadt. (4.) 26. 35—48. 1905.)

Im obersten, westlichen Teile des Dorfes Mettenheim (zwischen Worms und Oppenheim) waren gelegentlich bei Brunnenbauten bitumenreiche Kalkbänke angetroffen worden. Durch eine von der hessischen geologischen Landesanstalt niedergebrachte Bohrung wurde festgestellt, daß die asphalthaltigen Mergel und Kalksteine Grenzsichten zwischen der *Cerithien-* und *Corbicula-*Stufe sind, und zwar, daß der nur einige Meter unter Tage liegende Asphaltkalk zu den *Corbicula-*Schichten gehört. Der Asphalt ist in den 18 m mächtigen, mehr oder minder bituminösen Schichten gelegentlich so reichlich, daß er mehrere Zentimeter starke Lagen zwischen den Mergeln bildet. Das Liegende bilden Mergel mit Foraminiferen (*Anomalina*) mit anscheinend verkümmerten kleinen Formen von *Cerithium (Potamides) plicatum* var. *pustulatum* A. BRAUN mit Stücken von *Mytilus Faujasi* BRONGN., also zweifellose Cerithiensichten. Die Grenzsichten zeigen eine bisher aus Rheinhessen nicht bekannte Ausbildung; besonders ist ein derartiger Bitumengehalt in Kalken und Mergeln, die jünger sind als der Cyrenenmergel, nicht gefunden worden. Mit einiger Wahrscheinlichkeit sind die Asphaltmergel zu parallelisieren mit den untermiocänen bituminösen Kohlen von Messel.

Die Bildung des Asphaltes ist als primär anzunehmen und stimmt mit der Beobachtung VAN WERVEKE'S überein, daß im Elsaß die ergiebigsten Ölfunde dort sind, wo ein häufiger Wechsel von Meerwasser und Süßwasser anzunehmen ist. Das Vorhandensein von Petroleum ist in Mettenheim allerdings ausgeschlossen.

Die chemische Analyse ergab, daß es sich nicht um Zwischenprodukte handelt, sondern um wirklichen Asphalt, der dem von Trinidad ziemlich nahe kommt, wenngleich der Kohlenstoffgehalt um 5—6% hinter diesem zurückbleibt, der Schwefelgehalt ein etwas höherer und der Schmelzpunkt

ein etwas niederer ist. Bei 3 Asphaltproben war das spez. Gew. 1,1639, 1,3039, 1,2200; die chemische Zusammensetzung, auf mineralstofffreie Substanz umgerechnet: C 65,65, 68,22, 69,45, H 8,88, 8,51, 8,74, S 7,89, 8,04, 8,10, O + N (Diff.) 17,58, 15,23, 13,71. **F. Wiegers.**

**W. Fink:** Zur Flyschpetroleumfrage in Bayern. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 13. 1905. 330—333.)

Die Anschauung, daß im bayrischen Flysch die Kieselkalke der Ursprungsort des Flyschpetroleums sind, dürfte nur gestützt werden können. Der Prozeß der Sammlung wäre jedenfalls nach völliger Erhärtung der Kieselkalke anzusetzen und dürfte sich an die ältesten Bewegungen der erhärteten Absätze der Flyschperiode anschließen. **A. Sachs.**

**A. Rzehak:** Petroleumvorkommen im mährisch-ungarischen Grenzgebirge. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 13. 1905. 5—12.)

Verf. gibt eine Schilderung des Petroleumvorkommens von Bohuslawitz an der Wlara und gelangt zu folgenden 3 Sätzen:

1. Die Lagerungsverhältnisse in der Umgebung von Bohuslawitz an der Wlara sind für eine gesetzmäßige Ansammlung des Steinöls in größeren Reservoiren und auch für die Ausbeutung der ölführenden Schichten wenig günstig.

2. Da sich weder auf dem Wlarafusse, noch in den zahlreichen, tief eingeschnittenen Wasserfurchen in der Umgebung von Bohuslawitz auch nur die geringsten Naphthaspuren erkennen lassen, so kann auf eine ansehnliche Ausdehnung des vorhandenen Steinölvorkommens nicht geschlossen werden.

3. Die ergiebigen Naphthalager der Karpathen keilen sich in Westgalizien aus. Mähren liegt offenbar schon außerhalb des eigentlichen karpathischen Steinöltrains und alle westlich von den Beskiden auftretenden Steinölvorkommnisse sind nur als lokale Erscheinungen von beschränkter räumlicher Ausdehnung aufzufassen. **A. Sachs.**

**H. Höfer:** Das Erdöl auf den malaiischen Inseln. (Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen. 53. 1905. No. 2—6.)

Die auf umsichtiger Benützung der einschlägigen Literatur und auf privaten Mitteilungen beruhende Abhandlung ist eine Vorarbeit für eine umfassende Monographie des Erdöls, deren einen Teil der als Erdölforscher wohlbekannte Verfasser zur Bearbeitung übernommen hat. Es werden jeweils zunächst die geologische Beschaffenheit und dann die einzelnen Erdölvorkommen, sowie, soweit dies möglich ist, die Geschichte und der dermalige Stand der Erdölerzeugung auf den Inseln: Borneo, Timor, Rotti, Saman und Kambing, Serau (Ceram, Serang), Celebes, Batjan, Neu-Guinea und schließlich auf den Philippinen: Panay, Cebic, Leyte und Mindanao

erörtert. Den Hauptabschnitten folgen Literaturangaben. Eine allgemeine Darstellung befaßt sich mit den Schlammvulkanen, für welche die malaiischen Inseln wichtige Beispiele liefern. Gegenüber der Ansicht GÜMBEL's (vergl. dies. Jahrb. 1880. I. -185-), daß die Schlammvulkane ihren Herd nur in geringer Tiefe haben können, betont Verf., daß dies keineswegs immer zutrefe, sondern daß es außer „vadosen“ Schlammvulkanen mit seicht liegendem Herde auch „juvenile“ Schlammvulkane mit sehr tief liegendem Herde gebe. Zu den letzteren gehören die Schlammvulkane der Insel Rotti. Sie bringen Stücke der tiefsten Gesteinsschichten zutage; daß die hochgespannten Wasserdämpfe aber auch echte vulkanische Produkte an die Erdoberfläche heraufbefördern müßten, sei nicht notwendig. Beim Schlammvulkan auf der Insel Kambing wurde durch einen juvenilen Vorgang „ein großer Explosionskrater im Sandstein aufgerissen, in welchem sich später kleine Schlammvulkane ansiedelten, die vielleicht nur vadosen Charakters sind“.

Katzer.

---

Coal from Trinidad. (Bull. of the Imp. Inst. 1. 18—19. London 1903.)

An der Südküste von Trinidad zwischen Oropouche und Morugo treten an der steilen Küste Kohlenflöze von 4—6 Fuß Mächtigkeit zutage, mit west-östlichem Einfallen. Die Kohle ist von minderwertiger Qualität. Die Analyse lieferte folgendes Resultat:

Wasser (bei 100°) 13,7, Kohlenstoff 33,99, flüchtige Bestandteile 32,9, Aschenrückstand 19,4. Spez. Gew. 1,41—1,45.

Die Kohle brennt leicht mit stark leuchtender Flamme. K. Busz.

---

Oil Shale from Natal. (Bull. of the Imp. Inst. 1. 74—76. London 1903.)

In dem Steinkohlengebirge Natals fand man als Liegendes und Hangendes von Kohlenflözen einen Ölschiefer, der auch außerdem zwischen den Flözen als  $1\frac{1}{2}$ —2 Fuß mächtige Schicht auftritt.

Da dieser Schiefer bei der Gewinnung der Kohle ohnehin mit abgebaut werden muß, so würde, wenn er sich technisch verwerten ließe, der Wert der Kohlenablagerung erheblich steigen. Versuche in dieser Richtung haben indessen gezeigt, daß die aus dem Schiefer durch Destillation gewonnenen Produkte minderwertig sind.

K. Busz.

---

Asphalt Rock from the Island of Bahrein, Persian Gulf. (Bull. of the Imp. Inst. 1. 116—118. London 1903.)

Auf der Insel Bahrein im Persischen Golfe wurden im Jahre 1902 Asphaltlager entdeckt, die ausgezeichnetes Material liefern.

Die Analyse des Asphaltgesteines ergab:

Feuchtigkeit . . . . .	0,59
Flüchtige Bestandteile . . . . .	17,47
Kohlenstoff, fest . . . . .	5,30
Asche . . . . .	76,63

Die Menge des Bitumens beträgt:

- a) Löslich in Aceton (Petrolen) . . . . . 10,47
- b) „ „ Chloroform (Asphalten) . . . . . 7,20

Die Asche hatte folgende Zusammensetzung:

SiO<sub>2</sub> 66,24, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 9,54, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 2,31, MgO 2,22, CaO 15,78, Na<sub>2</sub>O 2,20,  
K<sub>2</sub>O 1,65.

Mit gepulvertem Kalkstein oder Kalkspat gemischt, liefert dieser Asphalt ein vortreffliches Material für Straßenbelag. **K. Busz.**

Petroleum from Trinidad. (Bull. of the Imp. Inst. 1. 177—180. London 1903.)

Das Auftreten von sogen. Pitch lakes und von Asphalt-Ablagerungen hatte schon lange das Vorkommen von Petroleum auf der Insel Trinidad vermuten lassen. Im Jahre 1902 wurden nun bei Guayaguayare zwei Bohrlöcher bis auf über 1000 Fuß niedergebracht und Petroleum angebohrt. Nach der in dem Imperial Institute vorgenommenen Untersuchung des Rohproduktes liefert dasselbe Petroleum von guter Beschaffenheit, und es wird die Entdeckung desselben von großem Werte für die Insel sein.

**K. Busz.**

Natural Pitch or Manjak from Trinidad. (Bull. of the Imp. Inst. 1. 180—182. London 1903.)

Es wurde ein asphaltähnliches, „Manjak“ genanntes Mineral von einem neuen Fundorte auf Trinidad untersucht. Über das Vorkommen ist nichts näheres angegeben. Die Untersuchung ergab, daß das Material für technische Zwecke nicht verwendbar ist, doch werden noch weitere Versuche in dieser Richtung angestellt.

**K. Busz.**

Petroleum from the Mayaro-Guayaguayare-Distrikt, Trinidad. (Bull. of the Imp. Inst. 3. 32—38. London 1905.)

Die Mitteilung enthält weitere Angaben über das Petroleum, welches bei neueren Bohrungen auf der Insel Trinidad gewonnen wurde. Die Produkte der einzelnen Bohrlöcher wurden chemisch analysiert. Die Resultate dieser Analysen sind im einzelnen aufgeführt.

**K. Busz.**

The Composition and Properties of Mineral Pitch from Ijebu District, Lagos. (Bull. of the Imp. Inst. 3. 39—40. London 1905.)

In dem Ijebu-Distrikt in Lagos kommt Erdpech von ziemlich weicher Beschaffenheit vor. Schmelzpunkt 65° C. Die chemische Analyse ergab:

Petrolen (in Aceton lösliche Substanz) . . . . .	39,13
Asphalten (in Chloroform, aber nicht in Aceton lösliche Substanz) . . . . .	19,67
Nicht bituminöse organische Substanz und geb. H <sub>2</sub> O . . . . .	6,75
Aschenrückstand . . . . .	32,83
Feuchtigkeit. . . . .	1,62
	100,00

Die Asche hatte folgende Zusammensetzung:

SiO<sub>2</sub> 89,49, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 7,39, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 1,50, CaO 1,08, MgO 0,22.

Die Verunreinigungen lassen sich leicht dadurch entfernen, daß man das Erdpech schmilzt und längere Zeit (mehrere Tage) in geschmolzenem Zustande erhält; die fremden Substanzen sinken dann zu Boden und man erhält eine reine, technisch gut verwertbare Masse. **K. Busz.**

**A. v. Koenen:** Über Wirkungen des Gebirgsdruckes im Untergrunde in tiefen Salzbergwerken. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 13. 1905. 157—167.)

Durch verschiedene Bergbauunternehmungen auf Kalisalze wurden Aufschlüsse bis zu bedeutender Tiefe hergestellt, denen die Mitteilungen des Verf.'s über die Schichtenlage in verschiedenen Bergwerken, wie im Kalibergwerk Hohenzollern bei Freden im Leinetale und im Kalibergwerk Justus I bei Volpriehausen (zwischen Northeim und Uslar), zu verdanken sind.

**A. Sachs.**

**A. Nettekoven und E. Geinitz:** Die Salzlagerstätte von Jessenitz in Mecklenburg. (Mitt. aus d. Großh. meckl. geol. Landesanst. Rostock. 18. 1905. 17 p. 2 Taf.)

Als Lagerstätte wird angenommen von oben nach unten: Gips (Anhydrit) mit Dolomit, Salzton, jüngeres Steinsalz, weißer Carnallit, Steinsalz in zwei durch Farbe und Jahresringe unterscheidbaren Abteilungen, rote Carnallitbreccie, unteres Steinsalz mit Anhydritbruchstücken.

Das Jessenitzer Lager zeigt einen steilen, z. T. überschobenen Sattel in schleifenförmiger streichender Umbiegung. Dabei sind die verschobenen Teile in unmittelbare Berührung gekommen und teilweise ausgezerrt worden. In dem Sylvinitlager wurden große, flächenreiche Sylvinkristalle gefunden, in Laugendrusen große farblose, den Beienroder analoge Carnallitkristalle.

**E. Geinitz.**

**C. Ochsenius:** Übereinstimmung der geologischen und chemischen Bildungsverhältnisse in unseren Kalilagern. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 13. 1905. 167—179.)

Durch die Verlegung der Bildungsstätte der Nebensalze in die schon erstarrte Masse unserer Edelsalze, und zwar infolge von Einsickerungen Ozeanwassers durch die Salztondecke von variabler Mächtigkeit glaubt Verf. die Kongruenz der VAN'T HOFF'schen Laboratoriumsresultate mit den geologisch-salinischen Lagerungsverhältnissen erbracht und namentlich auch das lokale Auftreten von verschiedenen erforderlich gewesenen Bildungstemperaturen klar gelegt zu haben.

A. Sachs.

**A. Plagemann:** Der Chilesalpeter. Aus „Die Düngstoff-Industrien der Welt“, herausgegeben von Dr. TH. WAAGE. Berlin 1904. 75 p. 20 Abbild. 1 Karte.

Nach der Auffassung des Verf.'s ist die Bildung des Salpeters durch „geozymologische“ Prozesse, d. h. durch gärungschemische Vorgänge am einfachsten zu erklären. Der Chilesalpeter ist als ein (normales) Endprodukt der mit der Gesteinsverwitterung eng verknüpften Verwesung der organischen Reste zu betrachten. Das bei dem von Bakterien erregten Zerfall von stickstoffhaltigen pflanzlichen bezw. tierischen Organismen sich entwickelnde Ammoniak wird durch die Tätigkeit der „Salpeterbakterien“ oxydiert bezw. unter Mitwirkung der im Boden enthaltenen Basen (Kali, Natron, Kalk, Magnesia) in Nitrat übergeführt. Diese Nitrifikation erfolgt überall, wo die geeigneten Bedingungen für das Leben und die Tätigkeit der betreffenden Bakterien gegeben sind. Als solche Bedingungen werden angeführt: 1. lockerer, für Wasser und Luft durchlässiger Boden; 2. mäßige Bodenfeuchtigkeit; 3. mäßige Bodentemperatur zwischen 5 und 55° C., am günstigsten 37°; 4. Vorhandensein abgestorbener stickstoffhaltiger organischer Substanzen im Boden; 5. schwache Alkalität des Bodens bei Gegenwart von Kalk, am besten in Form von kohlensaurem Kalk. Zuerst entsteht Kalksalpeter (bezw. Magnesiasalpeter), welcher sich dann mit den im Boden vorhandenen Alkalisalzen in Kalium-Natrium-Nitrat umsetzt.

A. Sachs.

## Experimentelle Geologie.

**B. Popoff:** Zur Frage von der Entstehung terrassenähnlicher Abstufungen an moränenbedeckten Gebirgsabhängigen unter Inlandeis gewesener Gebiete. (Verh. russ. min. Ges. 41. 1903. 56—64.)

Terrassenähnliche Abstufungen in Moränen russisch Lapplands, die Verf. zuerst als Strandlinien aufgefaßt hatte, bestehen aus Moränenmaterial und zeigen keine Auswaschung und Aufschichtung. Ein anschauliches

Experiment zeigt, wie sich solche Abstufungen bilden können, wenn das sich an den Bergabhang anlehrende Eis zurzeit seiner Abschmelzung nicht homogen ist, sondern schichtenweise verteilten Moränenschutt enthält.

E. Geinitz.

P. Volkmann: Ein Geysiermodell. (Zeitschr. f. phys. u. chem. Unterr. 18. 1905. 158.)

Die Heizung des 2 m langen, gläsernen Geiserrohres erfolgt durch eine elektrische Heizspirale und durch einen Strom von 7 Ampere  $\times$  60 Volt. Alle 5 Minuten erfolgt ein Ausbruch. Das Anheizen erfordert einen Strom von 12 Ampere.

v. d. Borne.

## Geologische Karten.

F. Körner: Geologische Spezialkarte des Blattes Sebenico—Trau. Zone 31, Kol. XIV. (Geol. Karte der im Reichsrate vertretenen Königreiche u. Länder d. österr.-ungar. Monarchie im Maßstabe 1:75000. IV. Lief. Wien 1903.) „Erläuterungen“ hierzu 88 p. 8<sup>c</sup>.

Das vorliegende Kartenblatt enthält einen Teil von Mitteldalmatien und schließt sich an die zwei Jahre früher vom gleichen Autor erschienene Karte: Kistanje—Dernis (Zone 30, Kol. XIV) im Süden an.

Es nehmen bloß Kreide, Tertiär und Quartär am Aufbaue dieser Küstenstrecke teil, und zwar wird weitaus die größte Masse von den Kreidekalken geliefert. Es sind dies zumeist turone und untersenone Rudistenkalke, die stellenweise von Plattenkalken abgelöst erscheinen. Nur an wenigen Stellen wird die cenomane Unterlage, vertreten durch Dolomit und Hornsteinkalke, sichtbar. Eine bedeutend reichere Gliederung ließen die Paläogenablagerungen zu. Es wurden da folgende Ausscheidungen vorgenommen: Liburnische Schichten (Cosinaschichten und oberer Foraminiferenkalk), Alveolinenkalk, untere Nummulitenschichten, Hauptnummulitenkalk, roter Nummulitenkalk und Nummulitenbreccienkalk der Zagorje, Korallenkalk des Oporgebirges, obereocäner Knollenmergel, oberer hornsteinführender Nummulitenkalk und Nummulitenbreccienkalk, Mergelschiefer des Opor, Breccien und Konglomerate der Prominaschichten, Mergelschiefer der Prominaschichten und Flyschfazies der Prominaschichten. Dieser Komplex umfaßt die Sedimente vom unteren Eocän bis zum unteren Oligocän. Hierauf folgt eine große Schichtlücke und es werden erst wieder Absätze des Quartär angetroffen, von welchem folgende Schichtglieder zur Ausscheidung kamen: Terra rossa, Karstlehm, quartäre Breccien und Gebirgsschutt, Torrentischotter und Schwemmland. Quellen sind in der ganzen im Kartenblatte zur Darstellung gelangenden Gegend äußerst spärlich und nur die Knollenmergel, die Autor schon zum Obereocän rechnet, können als quellenführendes Niveau bezeichnet werden; außerdem finden sich noch im Oporgebirge etwas zahlreichere Quellen. Von nutzbaren Mineralien

werden Brauneisenerze und Asphalt angetroffen. Erstere sind als Bohnerze, aber in sehr geringer Menge, im Rudistenkalk zu finden, während der Asphalt in Suhidol in Kreideschichten und auf der Insel Bua in Eocän-schichten vorkommt.

Das Gebiet des Kartenblattes wird von 19 verschiedenen Aufwölbungs-zonen durchzogen, die anfänglich dinarisches Streichen (NNW.—SSO. bis NW.—SO.) innehalten, im Süden aber umbiegen und in der „vilajischen Richtung“ (WNW.—OSO.) weiterziehen. Regelmäßige Antiklinalen findet man in diesen Falten seltener, meist treten nach Südwesten bis Süden überkippte Isoklinalen auf. Um dem Leser eine Vorstellung von dem Baue der Faltenzüge zu geben, wurden auf der Karte, nachdem die Veröffentlichung von Profilen in den Erläuterungen nicht üblich ist, die Signaturen für das Streichen und Fallen der Schichten möglichst in Reihen quer auf die Streichungsrichtung angeordnet. Um ferner auch die genauere Konstruktion von Profilen zu ermöglichen, wurden 5 verschiedene Fallzeichen eingeführt, und zwar neben den Signaturen für saigere Aufrichtung und schwebende Lagerung noch 3 verschiedene Symbole für steile, mittlere und flache Schichtneigung.

Die Aufwölbungszonen brechen in unserem Kartenblatte nur selten bis zum Dolomit auf, dagegen sind die Muldenzüge häufig von den tertiären Sedimenten erfüllt. Längs- und Querbrüche werden nicht selten angetroffen.

L. Waagen.

**Rich. Joh. Schubert:** Geologische Spezialkarte des Blattes Zaravecchia—Stretto. Zone 30, Kol. XIII. (Geol. Karte der im Reichsrate vertretenen Königreiche u. Länder d. österr.-ungar. Monarchie im Maßstabe 1:75 000. V. Lief. Wien 1905.) „Erläuterungen“ hierzu 25 p. 8°.

Das Kartenblatt Zaravecchia—Stretto umfaßt einen Teil des nord-dalmatinischen Insel- und Küstengebietes. Die ältesten Gesteine, welche hier angetroffen werden, sind Dolomite und dolomitische Kalke an der Basis des Rudistenkalkes, deren Alter als Cenoman angenommen wird. Der darüber liegende Komplex von Kreidesedimenten wird als „Rudistenkalk der Oberkreide“ bezeichnet und kann nicht weiter gegliedert werden; derselbe dürfte in Dalmatien die Schichtfolge vom Obercenoman oder Unter-turon bis zum Oberturon oder Untersenon vertreten. An der Basis des Tertiär konnte Cosinakalk ausgeschieden werden. Darüber folgt eine Schichtgruppe, die von SCHUBERT als Hauptimperforatenkalk zusammengefaßt wurde, und STACHE's oberen Foraminiferenkalk sowie dessen Alveolenkalk umschließt. Die nächst jüngeren Schichtglieder des Tertiärs, die auf der Karte ausgeschieden wurden, und von unten nach oben aufgezählt: Hauptnummulitenkalk und Knollenmergel, Mergel und Sandsteine des oberen Mitteleocäns (auf der Karte als „obere Nummulitenschichten“ bezeichnet) und dann, häufig in Wechsellagerung, Breccien und Konglomerate, sowie Plattenmergel der Prominaschichten. Es ist somit die tertiäre Schichtfolge

vom Untereocän bis ins untere Oligocän eine ziemlich mannigfaltige. Ebenso konnte in den Ablagerungen des Quartär eine reichere Gliederung beobachtet und kartographisch festgelegt werden. Wir finden da die folgenden Auscheidungen: Altquartär (Sandablagerungen), Karstlehm, Kalktuff und Alluvien.

Die Verteilung der verschiedenen Sedimente kann dahin charakterisiert werden, daß in der Nordostecke, in der das Prominengebiet auf das Kartenblatt herübergreift, die Tertiärablagerungen vorherrschen. Im ganzen übrigen Terrain überwiegen dagegen die Kreidekalke und nur die Muldenzonen werden vom Tertiär erfüllt. An diese Tertiärschichten ist auch die Wasserführung geknüpft, während die Kreidekalke ein trostloses Karstterrain darstellen. Außer einzelnen periodisch inundierte Gebieten befindet sich im Bereiche des Kartenblattes auch ein permanenter Süßwassersee, der Lago di Vrana, der ein geologisch junges Einsturzgebiet erfüllt.

Von nutzbaren Mineralien und Gesteinen sind außer den Rudistenkalken, die häufig als Marmor Verwendung finden, nur noch Bohnerze zu erwähnen, die nicht selten, aber stets in sehr geringer Menge angetroffen werden.

Das ganze Gebiet ist in 15 dinarisch (NW.—SO.) streichende Falten gelegt, die in der Nordostecke des Kartenblattes ganz aus tertiären, im übrigen zumeist aus Kreideschichten bestehen. Die Faltung begann am Schlusse der Paläogenzeit, wobei in der Südosthälfte des besprochenen Gebietes die Aufwölbungen stärker zusammengepreßt wurden als in der Nordwesthälfte. Man findet nur selten regelmäßige Antiklinalen, meist sind dieselben isoklin, gegen SW. überkippt, ja an einzelnen Stellen wurden sogar die Kreidesättel über die tertiären Mulden darüber geschoben. Durch die postdiluvialen Niederbrüche und Senkungen entlang von Längs- und Querbrüchen wurde ein nicht unbeträchtlicher Teil des Faltengebietes unter den Meeresspiegel versenkt und die ungleiche Sprunghöhe der Absenkungen im Verein mit der alten Plastik des Landes bewirkten die Auflösung der einzelnen Faltenzüge in die zahllosen Inseln und Klippen.

#### L. Waagen.

L. Waagen: Geologische Spezialkarte des Blattes Veglia und Novi: Zone 25, Kol. XI. (Geol. Karte der im Reichrate vertretenen Königreiche u. Länder d. österr.-ungar. Monarchie im Maßstabe 1:75 000. V. Lief. Wien 1905.) „Erläuterungen“ hierzu 24 p. 8°.

Das Kartenblatt Veglia und Novi umfaßt drei verschiedene, voneinander abgegrenzte Gebiete. Die Nordostecke des Blattes wird von einem Teile des kroatischen Litorales begrenzt, gehört sonach zur ungarischen Krone und konnte daher nicht geologisch kartiert werden. Der größte Landkomplex wird von der Insel Veglia gebildet, von der nur noch die südliche Halbinsel auf das benachbarte Kartenblatt entfällt. Am westlichen Blattrande endlich erscheint noch ein Stück des nördlichen Teiles der Insel Cherso.

Das älteste Schichtglied ist hier, wie in Dalmatien, ein Dolomit oder dolomitischer Kalk, der in Analogie mit dem dalmatinischen Vorkommen als obercenoman bis unterturon betrachtet wird. Er wurde im vorliegenden Blatte nur als schmaler Streif an der Ostküste der Insel Cherso aufgefunden. Darüber lagern dort die als untere Rudistenkalke und Breccien bezeichneten dunklen Gesteine, die wohl im wesentlichen turones Alter besitzen dürften. Auf der Insel Veglia dagegen, wo die Dolomite fehlen, findet man als tiefstes Schichtglied die genannten unteren Rudistenkalke und Breccien, die dort wahrscheinlich auch den Dolomit vertreten und somit bis ins Obercenoman reichen dürften. Auf beiden Inseln aber finden die Kreideablagerungen ihren Abschluß mit den lichten oberen Rudistenkalken und Breccien, die dem Senon entsprechen dürften. Nach Absatz dieser Gesteine scheint eine Festlandsperiode für unser Gebiet eingetreten zu sein, worauf eine stellenweise vorkommende Breccie auf der Kreide hindeutet. Sedimente aus Cosina-Seen fehlen; es folgen über der senonen Kreide gleich mitteleocäne Schichten. Die Verbreitung des Mitteleocäns ist in unserem Kartenblatte bloß auf zwei Muldenzüge der Insel Veglia beschränkt, und läßt sich in einen unteren kalkigen Alveolinen- und Nummulitenkalk und in einen oberen sandig-mergeligen Komplex, Mergel und Sandsteine der oberen Nummulitenschichten, gliedern. Letztere sind an manchen Stellen ziemlich fossilreich. Quartäre Ablagerungen werden ebenfalls nur auf der Insel Veglia angetroffen, und zwar an einem Punkte altquartärer Sand, an einer anderen Stelle Terra rossa mit Bohnerzen und Toneisensteinen; auch Alluvien sind nur wenig verbreitet.

Die Insel Veglia erscheint dinarisch gefaltet, d. h. die einzelnen Faltenzüge verlaufen von NW. nach SO. Man zählt auf dieser Insel drei Aufwölbungszonen, die von Muldenzügen getrennt werden; außerdem wird die Ost- wie die Westküste auch noch von den Überbleibseln einer Synklinale gebildet. Die Tertiärablagerungen beschränken sich im wesentlichen auf die rudimentäre östlichste Mulde und den westlich folgenden Hauptmuldenzug von Castelmuschio. Die Faltung ist am Ostrande der Insel bis einschließlich der genannten Mulde von Castelmuschio am kräftigsten; hier ist die Falte sehr steil aufgerichtet und nach SSW. übergeneigt, nur östlich von Castelmuschio sieht man abweichend eine Neigung gegen NNO. Westlich der Hauptmulde trifft man nur mehr regelmäßige schwache Falten. Hervorgehoben muß jedoch werden, daß außer der dinarischen Faltung auf der Insel Veglia noch eine zweite Faltung beobachtet werden kann, die quartären Alters ist, senkrecht auf die erste verläuft und auch orographisch wahrgenommen werden kann. Der Teil Cheros auf vorliegendem Kartenblatte erscheint als Bruchstück einer Synklinale.

Quellen sind hier, wie in jedem Karstterrain, nur sehr spärlich zu finden. Auf Cherso sind dieselben an den Dolomit gebunden, auf Veglia findet man sie in den tertiären Mergeln, oder an den Küsten durch hydrostatischen Druck aufgepreßt. Nutzbare Mineralien sind in ausbeutungswürdiger Menge nicht vorhanden.

L. Waagen.

**G. v. Bukowski:** Geologische Detailkarte von Süddalmatien, Blatt Budna. Zone 36, Kol. XX. SW. (Beil. zur „Geologischen Spezialkarte der im Reichsrate vertretenen Königreiche und Länder“. Maßstab 1:25 000. IV. Lief. Wien 1903.) „Erläuterungen“ hierzu 66 p. 8°.

Es ist nur ein kleines Stück der Küste, das auf dem vorliegenden Kartenblatte zur Darstellung gelangt, im wesentlichen „ein mehrfach terrasierter Steilabfall des hohen montenegrinischen Bergplateaus gegen die Adria“. Derselbe zeigt aber eine so mannigfaltige Schichtfolge und einen so komplizierten Aufbau, daß es nicht gewöhnlicher Anstrengungen bedurfte, die große Zahl der hier sich aufdrängenden Fragen einer befriedigenden Lösung zuzuführen.

Am Aufbau beteiligen sich das Obercarbon, eine vollständige Triasserie, dann obere Kreide, oberes Eocän und Quartär. Ein Blick auf die Karte genügt, um zu zeigen, daß zwar ein allgemeines Streichen, erst dinarisch, dann gegen Süden gerichtet, vorherrscht, allein im übrigen scheinen die Vorkommnisse der einzelnen Formationsglieder regellos durcheinander gemengt zu sein, so daß nur eine Skizze der Tektonik unseres Gebietes hier Klärung schaffen kann, und deshalb beginnt Verf. seine „Erläuterungen“ auch mit diesem Kapitel.

Das Obercarbon tritt nur als Kern von Sätteln hervor, und ihm erscheinen bald Werfener Schichten, bald unterer Muschelkalk direkt aufgelagert, was vom Verf. durch eine allmählich fortschreitende Trias-Transgression erklärt wird. Die Triasserie erscheint, wie gesagt, lückenlos und ihr lagern die obercretaceischen Kalke diskordant auf. Vollkommen deutlich ist auch die Transgression des obereocänen Flysches. — Was nun die Faltung anbelangt, so ist eine erste Periode derselben in der Permzeit vor Ablagerung der Trias wahrscheinlich. Bedeutende Aufwölbungen lassen sich aber vor der oberen Kreide nachweisen, durch welche die Triassedimente in Falten gelegt wurden; nach Schluß des Eocäns aber machten sich jene Faktoren der Dislokation bemerkbar, welche der ganzen Gegend das heutige Gepräge verliehen. Es ist dies die Periode der dinarischen Faltung und gleichzeitig die Periode der Staffelbrüche. Diese neuen tektonischen Vorgänge erzeugten einerseits liegende Falten und flache Überschiebungen, andererseits wurde das alte Falten-system, aber auch die jüngeren Falten, durch die Brüche zerstückt. — Eine der größten Überschiebungen in unserem Kartenblatte ist jene „von Hauptdolomit auf den obereocänen Flysch und die darunter liegenden Kreidekalke, welcher die oberste Terrasse in dem Gebirgsabfalle gegen die See entspricht“. Dazu gesellen sich dann noch andere größere und kleinere Überschiebungen, die selbst wieder an Längs- und Querbrüchen verworfen erscheinen. Durch die an diesen tektonischen Elementen einsetzende Erosion wurden dann auch Deckschollen, oder umgekehrt tektonische Fenster gebildet. Als eine bezeichnende Eigentümlichkeit dieses ganzen Landstriches sei noch „das wiederholte Auftreten geschlossener, zusammengedrückter Gewölbe mit elliptischem Umrisse“ hervorgehoben.

Die Carbonablagerungen bilden einen unterbrochenen Zug zwischen Mainbraić und Dabković, und treten außerdem an der Küste bei Boreta auf. Stets ist ein lebhafter Gesteinswechsel bemerkbar; so werden u. a. Quarzkonglomerate, Quarzite, Sandsteine, Tonmergel, Schiefer, Kalke und Kieselkalke erwähnt. Stellenweise finden sich sehr zahlreiche Fossilien, unter welchen Gastropoden, Brachiopoden und Lamellibranchiaten die Hauptrolle spielen. Auch Fusulinen treten nicht selten auf und an einer Stelle Schwagerinen. Der lithologischen Beschaffenheit und den Faunen nach hat man es hier im wesentlichen mit küstennahen Bildungen zu tun, die dem mittleren Obercarbon, d. i. der Stufe des *Spirifer supramosquensis* angehören und den Auernigschichten Kärntens entsprechen.

Geknüpft an die Aufbruchszone des Obercarbon kommen obere Werfener Schichten vor, welche einen raschen Wechsel von bunten Mergelschiefern und ebensolchen Kalken darstellen und stellenweise in großer Menge *Naticella costata* und *Turbo rectecostatus* führen. Unabhängig von dieser Zone wurde ein zweites Vorkommen oberer Werfener Schichten bei Martinović und Uglješić kartiert. Dort ist es ein grauer oder roter geschichteter Dolomit, der in den ihm eingeschalteten Mergellager auch die eben genannten Fossilien führt.

Die Ablagerungen des Muschelkalkes bis zu den Wengener Schichten wurden keiner weiteren Gliederung auf paläontologischer Grundlage unterzogen, da es für den kartierenden Geologen zunächst von Wichtigkeit war, die komplizierten tektonischen und faziellen Verhältnisse einer Lösung zuzuführen. Es konnten folgende Fazies unterschieden werden: 1. Sandig-mergelige Ausbildung des Muschelkalkes, der auch öfters Konglomerate enthält, die an manchen Stellen zu solcher Mächtigkeit anschwellen, daß sie auch wieder auf der Karte mit einer eigenen Farbe ausgeschieden wurden. 2. Kalkige Ausbildung des Muschelkalkes. 3. Dolomitische Ausbildung des Muschelkalkes. 4. Rifffazies des oberen Muschelkalkes (Diploporenkalk und Dolomit). Verf. hebt hervor, daß diese Fazies durchaus kein bestimmtes Niveau einnehmen, daß ferner auch jede einzelne Ausbildung an verschiedenen Stellen ungleichen Umfang besitzt, d. h. bald einen größeren, bald einen kleineren Abschnitt des Muschelkalkkomplexes umfaßt. Dennoch mußte die Kartierung nach der Fazies gewählt werden, da die Bestimmung des Umfangs in jedem einzelnen Falle, sowie die Parallelisierung der einzelnen Fazies ein Spezialstudium erfordern würden. Die sandig-mergelige Fazies birgt an manchen Stellen einen großen Fossilreichtum, der zumeist aus Lamellibranchiaten, Gastropoden und Brachiopoden besteht, während in der Fauna der kalkigen Fazies an Stelle der Lamellibranchiaten die Cephalopoden treten.

Wengener und Cassianer Schichten zeigen eine große Beständigkeit in der Entwicklung, gehen aber so allmählich ineinander über, daß es unmöglich ist, eine Grenze zu ziehen. Vor allem charakteristisch ist der Noritporphyrit dieses Alters, dessen Stücke den Muschelkalk durchbrechen, und dessen Tuffe zum größten Teile die Wengener Schichten zusammensetzen, die außerdem in größerem Maße auch Hornsteinschichten enthalten.

Nach oben stellen sich dann Einlagen von Kalken, Schiefern und Sandsteinen ein, die neben Pflanzenresten massenhaft *Daonella Lommeli* führen. Diese Sedimente gewinnen dann allmählich das Übergewicht, während die Tuffe mehr und mehr abnehmen, und hier findet man auch die Fossilien der Cassianer Schichten.

Die darüber folgenden karnischen Hallstätter Kalke lassen sich ebenfalls von den Cassianer Schichten lithologisch nicht scharf trennen, da auch sie aus hornsteinführenden grauen oder roten Kalken bestehen. Auf der Karte wurden die grauen Kalke selbständig neben den roten ausgeschieden, obgleich sie weder stratigraphisch noch faziell verschieden sind, sondern bloß aus dem Grunde, weil die roten Kalke seinerzeit als jurassisch angesehen wurden. Die Fossilien, welche sowohl in den grauen als auch in den roten und grünlichweißen karnischen Hallstätter Kalken gefunden wurden, beweisen, daß diese Schichten nicht nur die ganze *Aonoides*-Zone, sondern zumeist auch Teile der *Subbullatus*-Schichten umfassen.

Als Abschluß der Triasablagerungen findet sich im vorliegenden Kartenblatte noch Hauptdolomit und Dachsteinkalk, die so innig miteinander verbunden sind, daß von einer Trennung Abstand genommen werden mußte. Trotz stellenweise vorkommender Fossilien konnte auch nicht entschieden werden, ob die höchsten Schichten noch der norischen Stufe angehören, oder ob sie bereits rhätisch seien.

Transgressiv über den Triasschichten findet man die Kalke der oberen Kreide. Es sind dies verschieden gefärbte, bald oolithische, bald brecciöse, bald dichte und splitterige, hornsteinführende Kalke, die nur selten unbestimmbare Reste von Nerineen und Rudisten enthalten. Erst aus dem südlich anstoßenden Gebiete wurden Hippuriten bekannt, die das obercretaceische Alter erkennen ließen.

Noch deutlicher transgressiv verhält sich der obereocäne Flysch, der über alle älteren Bildungen übergreift. Vorwiegend besteht er aus roten Mergeln mit nur wenigen Sandsteinen, welchen da und dort Kalkbänke, zumeist Nummulitenbreccien, eingeschaltet erscheinen, deren Fauna ober-eocänes Alter zeigt.

Eine verhältnismäßig große Rolle spielen im Gebiete von Budna Gehängeschutt, Schotter und Bergstürze, die teils der diluvialen, teils der gegenwärtigen Epoche angehören und oft ganz ansehnliche Flächen bedecken. Von bedeutend geringerem Ausmaße sind dagegen die Alluvionen der ebenen Terrainstrecken.

Zum Schlusse sei noch die Bemerkung hinzugefügt, daß, wenn Verf. in der Einleitung zu seinen Erläuterungen die Bezeichnung Detailkarte bloß durch den größeren Maßstab gegenüber der geologischen Spezialkarte zu begründen sucht, dies als Ausfluß seiner Bescheidenheit zu betrachten ist, denn Ref. hatte im abgelaufenen Jahre an Ort und Stelle Gelegenheit, die musterhafte Genauigkeit der kartographischen Arbeit bewundern zu lernen.

L. Waagen.

## Topographische Geologie.

W. Schiller: Geologische Untersuchungen im östlichen Unterengadin. I. Lischannagruppe. (Ber. Nat. Ges. Freiburg i. B. 14. 74 p. 5 Taf. 1903.)

Die vom Verf. untersuchte Lischannagruppe liegt im Unterengadin, auf der rechten Seite des Inn. Ein Teil gehört dem östlichsten Zipfel der Schweiz, ein anderer Tirol an. Im SW. bildet das Scarltal, im NO. der Piz S-chalambert die Gebietsgrenze.

In der diese Berge aufbauenden Gesteinsfolge läßt sich ein älteres Grund- und ein postcarbonisches Deckgebirge unterscheiden.

Die Hauptmasse des ersteren, das auf den Nord-, Ost- und Südrand des Gebietes beschränkt ist, bilden Granite, Gneise und Glimmerschiefer. Unten am Inn herrschen juliergranitartige, im Seesvennagebiet graufarbige Granite mit Augenstruktur vor. Ferner treten Quarzporphyr in verschiedenen Abänderungen, Porphyrit und Diabas auf. Alle diese Gesteine sind vermutlich älter als der Verrucano. Gebilde, die man als Casanaschiefer ansprechen könnte, sind selten.

Der Verrucano ist das älteste Glied der Schichtfolge des Deckgebirges. Er besteht aus bunten Konglomeraten mit Quarzporphyrgeröllen. Eng mit ihm verbunden sind weinrote oder grüne, den Glarner Quartenschiefern ähnliche Schiefer (Servino). Der Buntsandstein scheint durch graue Sandsteinlagen vertreten zu sein. Zwischen ihn und den Muschelkalk schiebt sich an einzelnen Stellen eine gipsführende Lage von kalkiger Rauhwaacke ein. Der Muschelkalk besteht aus Dolomiten und dunklen, z. T. mergeligen Kalkschiefern. An Fossilien finden sich *Physoporella*, *Dadocrinus* sowie Zweischalerdurchschnitte. Es wird ein Spezialprofil durch den Muschelkalk des oberen Uinatales mitgeteilt. Seine Mächtigkeit beträgt hier etwa 180 m.

Die von GÜMBEL und BÖSE aus dem Gebiet angegebenen Partnachschichten mit *Bactryllium Schmidii* hat Verf. nicht aufgefunden. Der Muschelkalk geht meist unmerklich in den Wettersteindolomit über, der aus reinen, feinkristallinen bis dichten, gut geschichteten Dolomiten und seltenen Kalkbänken aufgebaut wird. Er ist etwa 200 m mächtig. An Versteinerungen führt er Physoporellen und kleine Schnecken.

Die Raibler Schichten bestehen aus bunten Tonschiefern, kalkigen Rauhwaacken, Kalkschiefern, Dolomiten, grauen Dolomitbreccien mit Eisenoxyd und (selten) rotem Sandstein. Fehlen all diese Glieder, so sind die Raibler Schichten entweder nicht abgelagert oder aber ganz als Dolomit ausgebildet und so von dem unterlagernden Wetterstein- und dem überlagernden Hauptdolomit nicht zu unterscheiden. Dies ist ein grauer, meist sehr dick und gut gebankter Dolomit von feinkristalliner bis dichter Beschaffenheit, der vielfach brecciös und niemals kalkig ist und 200—1000 m Mächtigkeit erreicht. Wo er, wie am Piz St. Jon, 3400 m mächtig wird, handelt es sich zweifellos um zusammengestauchte Massen. Das Vorkommen *Lithodendron*-ähnlicher Gebilde in den unteren Lagen der gewöhnlich als

Hauptdolomit bezeichneten Massen scheint dafür zu sprechen, daß diese den (Raibler und) Wettersteinschichten zuzuteilen sind. In den oberen Lagen kommen Durchschnitte von großen Zweischalern vor, auch führt der Lias Dolomitbruchstücke mit Bivalvenresten.

Die Kössener Schichten fehlen ganz.

Im Lias sind Steinsberger Kalk und Algäuschiefer zu unterscheiden. Ersterer besteht aus Bruchstücken von Dolomit, die teils durch grauen oder roten Kalk, teils durch rote Tonschiefer verkittet sind, ferner aus dünnplattigen Kalken, Kalkbreccien und roten Tonschiefern. Man findet darin Stielglieder von *Pentacrinus*, *Apiocrinus*, *Diademopsis*? u. a. Die Wände des Piz Lischanna, Triazza, Ayüz bestehen aus diesem Gestein. Wahrscheinlich erfolgte im Unterengadin zur Rhätzeit eine Trockenlegung, während welcher die Oberfläche des Hauptdolomits aufgearbeitet wurde. Das Alter des Steinsberger Kalkes (benannt nach der Ruine Steinsberg bei Ardetz) läßt sich schwer festlegen. Die tieferen Teile mögen zum Rhät gehören, die höheren sind Lias. Über ihm liegen schwarzgraue, dünne, z. T. kalkige, oft etwas kohlige und Mn-haltige Tonschiefer (Algäuschiefer), die bei der Verwitterung lange, gelbe Streifen auf den Schichtflächen bekommen. Außer Wurmsspuren und Algen (?) finden sich keine organischen Reste darin. Den Bündner Schiefen im Inntal gleichen sie gar nicht.

Darüber folgen *Acanthicus*-Schichten, graue Kalke mit reicher Fauna. Sie finden sich nur in der oberen Val Lischanna und am Gipfel des Piz S-chalambert, hier wie dort auf ganz kleinem Raum. Unter ihren Versteinerungen sind zu nennen: Foraminiferen, Radiolarien, *Trochocyathus truncatus* ZITT., *Rhynchotheutis*, *Aspidoceras Haynaldi* HERBICH, *Perisphinctes plebeius* NEUM., *P. fasciferus* NEUM., *Oppelia* cf. *zonaria* OPP., *O. Schwageri* OPP., *O. Holbeini* OPP., *Aptyches profundus* STOPP. e. p., *A. cf. Beyrichi* OPP., *Belemnites*.

Als Tithon sind wohl die schwarzgrünen und roten Hornsteine, Tonschiefer und harten Kalkschiefer der oberen Val Lischanna aufzufassen. Als Neocom betrachtet Verf. darüber folgende graue oder hellbräunlichrote Kiesel- und Mergelkalke (z. T. mit viel Radiolarien).

In gesonderten Abschnitten werden der Serpentin und die Bündner Schiefer besprochen. Ersterer tritt in zwei Zügen südlich vom Inn auf. Er ist durch die Gebirgsbewegungen ganz zertrümmert, von Rutschflächen durchzogen und asbestartig geworden. In Drusen enthält er den blaßgrünen Taraspit, einen Magnesit oder Dolomit. Ophicalcit (THEOBALD'S „Verde antico“) findet sich an der Grenze von Serpentin und dem oberen Zuge der Bündner Schiefer. Brocken des einen Gesteins sitzen im anderen und umgekehrt.

Bei den Bündner Schiefen, die sich auf der Südseite des Inn nur in einer schmalen, dem Fluß parallel laufenden Zone finden, lassen sich die „grauen“ und selteneren „bunten“ voneinander trennen. Erstere sind das bekannte, fossilere, höchstens Algen führende, kalkig-tonige Schiefergestein unbekanntes Alters, mit Kalkspat- und Quarzlingen, Kalk-

bänken und Tonen. Die bunten Schiefer sind sericitische, auch kalkige Tonschiefer von grauer, gelber, brauner, roter und grünlicher Farbe. Sie zeichnen sich durch Einschaltung von weißbrötlichen, Dolomitbröckchen führenden Gipslagern aus. Auf keinen Fall sind diese bunten Schiefer Kontaktprodukte. Sie treten in einer eigenartigen Quetschzone auf, die man am besten bei Ardez studieren kann. Hier findet man Liasbreccie, -kalk. Spilit, Bündner Schiefer und Juliergranit in wirrem Durcheinander.

Glaziale Bildungen finden sich vielerwärts. Wo sie sich deutlich zeigen, sind sie auf der Karte ausgeschieden. Zu den jungen Bildungen gehören die Kalksintermassen und die von den Kalk- und Dolomitmäulen gelieferten Schuttmassen.

In tektonischer Hinsicht ist die Lischannagruppe ein Gebiet starker Faltungen und aus solchen hervorgegangener Überschiebungen. Verwerfungen treten ganz zurück. Verf. unterscheidet zwischen gewöhnlichen Überschiebungen, bei denen ältere Gesteine auf jüngeren zu liegen kommen und „Überschiebungen höheren Grades“, welche Diskordanzen ursprünglich konkordanter Schichten sowie eine anormale Auflagerung jüngerer Schichten auf älteren hervorrufen. Die größte aus der ersten Kategorie ist die gewaltige Überschiebung, durch die eine Decke kristalliner Gesteine von SO. her über das Trias-Juragebiet hinübergelegt worden ist. Unter ihr ist dieses letztere in die Tiefe gesunken und so vor der zerstörenden Wirkung der Erosion geschützt. Dem heutigen Rand dieser Überschiebungsmasse vorgelagert finden sich am Piz Rims, Piz Cornet und Piz Lischanna isolierte Gneiskappen auf Lias und Trias, die beweisen, daß das Ausmaß der Überschiebung mehr als 5 km beträgt. Ein Beispiel für die „Überschiebungen höheren Grades“ liefert der lange Kamm des Piz S-chalambert. Hier sind Wetterstein (?), Raibler Rauhwaacke usw. bis zum Malmkalk über ältere Schichten geschoben und „haben wie eine riesige Bürste alles fortgefegt oder in sich eingewickelt“, so daß Hauptdolomit unmittelbar auf Gneis zu liegen kommt.

Verf. unterscheidet Gebiete bloßer Faltung, solche vorwiegender Überschiebungen und solche der Faltung verbunden mit Übergleitung und Überschiebung. Erstere sind die von den Verrucano- und Triasmassen eingenommenen Regionen. Am regelmäßigsten ist die nördliche Triasmulde ausgebildet, die sich in etwas wechselnder Form von der Lücke zwischen Piz S-chalambert-dadaint und Piz S-chalambert-dadora bis zum Piz Pisoc hinzieht. Das Gebiet vorwiegender Überschiebungen liegt am Nordwestrand des Gebietes gegen den Inn zu. Hier sind mehrere solche Störungen vorhanden, von denen die erste westlich von der Val-Lischanna beginnend, gegen Westen läuft. Durch sie kommen Wettersteindolomit und Raibler Rauhwaacke auf Gneis zu liegen. Etwas darunter liegt die wichtigste dieser Linien, die die regelmäßige Schichtenfolge Gneis—Verrucano—Trias—Jura von dem Gebiet der Bündner Schiefer und des Serpentin trennt. Eine dritte Überschiebungslinie kreuzt den Inn südlich von Sent. Durch sie kommen Granit und Gneis auf Serpentin und bunte Bündner Schiefer zu liegen. Das letzte Gebiet, das der mit Überschiebungen verbundenen

Faltungen, liegt im Südosten. Zu ihm gehört die große Südostüberschiebung.

Die Hauptfaltenzüge laufen im allgemeinen WSW.—ONO. Dieses System wird von einem anderen schwächeren gekreuzt. Die Annahme zweier, zeitlich getrennter Faltungen wird aber durch nichts begründet. Die Leitlinien der Tektonik sind auf einer besonderen Karte eingezeichnet.

Den Schluß der Arbeit bilden Einzelbeschreibungen mit geologischen Ansichten, unter denen diejenige der Berge des südlichen Innufers zwischen Scarltal und Val d'Assa von Fetan aus besonders hervorgehoben zu werden verdient. In einem Anhang werden die Mineralquellen von Schuls-Tarasp und die Vorkommen nutzbarer Mineralien besprochen.

Das wichtigste Stück der Arbeit ist die schöne, mit peinlicher Sorgfalt aufgenommene kolorierte geologische Karte des Gebietes, deren Wert noch um so mehr zu schätzen ist, als die untersuchten Gegenden ein einsames, wildes und vielfach sehr schwer gangbares Gebirgsland darstellen.

Otto Wilckens

F. Jaccard: La région de la brèche de la Hornfluh (Préalpes bernoises). (Bull. des Lab. de Géol., Géogr. phys., Min. et Pal. de l'univ. de Lausanne No. 5. 1904. 205 p. 5 Taf. 31 Fig.)

Die Überschiebungsdecke der mittleren Voralpen (Préalpes médianes) trägt fast in ihrer ganzen Länge eine weitere Decke, die der Chablais-Hornfluhbreccie. Diese im Gebiet der Hornfluh genauer zu erforschen, ist die Aufgabe, die sich Verf. gestellt hat. Durch die Erosion ist die Decke der Hornfluhbreccie arg zerstückelt. Am meisten geschlossen ist sie in dem Gebiet der Hornfluh, Saanerslochfluh und des Rinderberg zwischen Saane, kleiner und großer Simme und Turbachtal. Ein zweiter Verbreitungsbezirk wird durch die Punkte Schwarzensee, Spitzhorn, Kumigalm bezeichnet. Das Gebiet Vanel—Rubly—Gummfluh wird nicht mehr in den Bereich der Betrachtungen gezogen. Tektonisch lassen sich drei Zonen unterscheiden, die des Niesenflysch, die der mittleren Voralpen und die der Hornfluhbreccie. Die erste taucht unter die zweite und diese trägt die dritte.

Der „Historique“ überschriebene Abschnitt des Buches ist stark subjektiv gefärbt<sup>1</sup>.

Der stratigraphische Teil der Arbeit beginnt mit der Beschreibung der exotischen Ophitvorkommen, die in einzelnen Blöcken oder als Linsen oder Schuppen mitten im Flyschschiefer auftreten, und zwar in dem die Unterlage der Hornfluhbreccie bildenden Flysch. Sie gehören also zu den mittleren Voralpen. In diesem Auftreten unterscheiden sie sich dagegen von den kristallinen exotischen Blöcken im Chablais, die — mit Ausnahme

<sup>1</sup> [Verf. kennt z. B. nicht die Entdeckung des Radiolarienhornsteins in den Freiburger Alpen durch LORENZ. Auffallend ist fernerhin die absichtliche Ignorierung der KEIDEL'schen Arbeit „Ein Beitrag zur Kenntnis der Lagerungsverhältnisse in den Freiburger Alpen“, die auch nicht ins Literaturverzeichnis aufgenommen ist. Ref.]

des Kersantits von Le Farquet — über der Hornfluhbreccie liegen. (Vergl. dagegen STEINMANN, Die SCHARDT'sche Überfaltungstheorie etc. Dies. Jahrb. 1906. II. -88-.)

Mesozoische Schichtfolge in den mittleren Voralpen des Gebietes:

Trias: Rauhacken, dolomitische Kalke von grauer bis schwarzer Farbe, Gips. Rhät ist fraglich, ebenso Lias. Dogger: mergelig-kalkige Schiefer mit *Mytilus*. Malm: Kompakte Kalke von weißlichgrauer oder grauroter Färbung, z. T. oolithisch, auch koralligen. Kreide: Couches rouges, und zwar unten ein rötlicher oder grünlicher sehr kristalliner Kalk, darüber sandige, kieselige, rote oder graue, schieferige Kalke. Reiche Foraminiferenfauna.

Mesozoische Schichtfolge der Decke der Hornfluhbreccie:

Trias: Rauhacken, dolomitische Kalke von grauer bis schwarzer Farbe, Rhät (schwärzlichblaue Kalke, Lumachelle, schwarze Schiefer mit Spuren von *Avicula contorta*, graue dolomitische Kalke). Der Jura ist durch die der Chablaisbreccie entsprechende Hornfluhbreccie vertreten. Wie jene läßt sie sich in Untere Breccie, Dachschiefer (Schistes ardoisiers) und Obere Breccie gliedern. Die Untere Breccie geht im Streichen in graublaue Kalke über, die *Pentacrinus tuberculatus* geliefert haben. Die unteren schwarzen kalkigen Schiefer des Chablais finden sich nur an einer Stelle. Die Dachschiefer sind rote und grüne, tonige, kalkfreie Schiefer. Die Obere Breccie zeigt in den Gebieten Hornfluh—Saanelochfluh und Schwarzensee—Spitzhorn verschiedene Ausbildung. Dort besteht sie aus blauen plattigen Kalken, die mit feiner Breccie wechsellagern, sowie Kieselkalken, hier aus weißlichen oder rötlichen, niemals oolithischen Kalken und grober Breccie. Verf. möchte mit LUGÉON die Dachschiefer für Oxford halten. Die Couches rouges treten nur als Überschiebungsfetzen mit der Breccie in Berührung. Nur für die Gegend Burrisgraben—Vanel könnte die Obere Kreide als zu der Schichtfolge der Hornfluhbrecciendecke gehörig betrachtet werden. Verf. läßt die Frage offen.

Der Flysch. Man hat zu unterscheiden: 1. Niesenflysch (den Verf. nicht näher untersucht hat). 2. Flysch des Hornfluhbrecciengebietes. 3. Flysch der Zone Hundsrück—Simmental.

Im Flysch des Hornfluhbrecciengebietes lassen sich unterscheiden: der Flysch des Südabfalls der Hornfluhmasse, der Flysch der Saanenmüser und der Kleinen Simme, Flysch im Fenster unter der Breccie bei Unter-Mädli, Kumi- und Ober-Ahorni (östlich von Grubenwald). Die beiden ersteren sind petrographisch identisch, sie führen *Chondrites* und Helminthoiden. Der letztere dagegen unterscheidet sich von ihnen und es ist Radiolarit darin eingeschaltet.

Der Flysch der Hundsrück-Simmental-Zone führt Radiolarit. Man kann diesen auf der Strecke Regenmoos—Garstatt sowie von Klein-Weißbach aus nördlich verfolgen. Er wird von kompakten Kalken begleitet. Verf. läßt es unentschieden, ob diese Radiolarite zum Flysch gehören oder Überschiebungsfetzen sind.

Die glazialen Ablagerungen des Gebietes gehören teils dem Rhône-, teils dem Aargeletscher an. Andere junge Bildungen sind Schuttkegel, Gehängeschutt und Kalktuff.

#### Tektonik.

Der tektonische Abschnitt des Buches wird durch eine geologische Detailbeschreibung eingeleitet, die durch zahlreiche geologische Landschaftsbilder erläutert wird. In die Wiedergabe dieser Einzelheiten kann hier nicht eingetreten werden. so wichtig diese Kapitel auch für denjenigen sind, der das Gebiet genauer studieren will.

Die allgemeinen Resultate bezüglich der Tektonik sind folgende:

Die Masse der Hornfluhbreccie stellt eine auf den „Préalpes médianes“ wurzellos schwimmende Überschiebungsdecke dar. Nicht nur, daß der Flysch der mittleren Voralpen unter die Breccie einschließt (man betrachte z. B. die Ansicht des Kammes Barwengen-Rinderberg p. 100), es kommen auch Fenster in der Decke der Hornfluhbreccie vor, in denen der unterliegende Flysch sichtbar wird.

Diese Decke der Hornfluhbreccie ist in sich stark disloziert und gefaltet, und die Erosion hat sie sehr zerstückelt. Man kann in ihr unterscheiden:

1. eine untere Falte (I) in dem Gebiet Hornfluh—Saanelochfluh—Rinderberg;
2. ein gefaltetes Zwischenstück (II) zwischen I und III, gelegen in dem Gebiet Kehlenweid—Pfaffenmatte—Bühl—Bettelried—Geißfluh—Unter-Gestelen—Bunschlergrat—Hofstätten—Mannenberg;
3. eine obere Falte (III) in der Zone Schlündibach—Rothenerd—Spitzhorn;
4. das Gebiet Burrisgraben—Unter-Port—Vanel, das die Stirn einer verworfenen Falte und die unmittelbare Fortsetzung der südwestlich gelegenen Breccienmasse des Rubli-Gummfluhzuges darstellt.

Die Falten I und III fallen nach NW. ein (s. z. B. die Profile p. 152). sie sind als Stirnfalten der Decke, als ihre Verzweigungen, aufzufassen. II ist eine Verzweigung von III.

SCHARDT's und LUGEON's Idee, daß die Masse der Hornfluh- und der Chablaisbreccie ursprünglich eine zusammenhängende Überschiebungsdecke bildeten, findet ihre Bestätigung in der Übereinstimmung der Schichtenfolge in beiden. Wie die Chablaisbreccie nach LUGEON's Darlegungen nur aus SO. gekommen sein kann, so auch die Masse der Hornfluhbreccie. Hier wie dort fallen die Stirnfalten nach NW. ein.

Zwischen der Hornfluhbreccien- und den Voralpen herrscht die Beziehung, daß, wenn diese stark gefaltet und gequetscht sind, jene homogen und wenig gestört erscheint, und umgekehrt. Dagegen macht sich die Abbiegung nach SW., die die ganze Masse der mittleren Voralpen erfährt, auch in der Decke der Hornfluhbreccie bemerkbar.

Die Arbeit wird von einer sorgfältig aufgenommenen geologischen Karte im Maßstab 1:50000 begleitet. Otto Wilckens.

J. E. Hibsich: Geologischer Aufbau des böhmischen Mittelgebirges. (Exkursionsführer No. 2. Neunter internat. geolog. Kongress. Wien 1903. 72 p. Mit 6 Textfig.)

Als Einleitung dieser Publikation, welche nicht so sehr einen Führer durch das böhmische Mittelgebirge, als eine zusammenfassende Darstellung dieses Gebietes umfaßt, finden wir eine Übersicht der einschlägigen paläontologischen sowie der geologischen und petrographischen Literatur nebst einem Kartenverzeichnisse.

Das böhmische Mittelgebirge ist bekanntlich ein tertiäres Vulkan-Gebiet, dessen Oberflächenformen, wie Krater, Aufschüttungskegel und Lavaströme schon längst zerstört wurden, so daß nur mehr Reste von Decken und besonders zahlreiche Intrusivkörper, wie Lakkolithe, Stöcke, Gangstöcke, Gänge, Lagergänge und Schlotausfüllungen der Beobachtung erhalten blieben. Die Elbe und deren Zuflüsse aber offenbaren nun die Unterlage der Eruptivgebilde. — Aus den ausgedehnten mitteloligocänen Süßwasserbecken bauten sich die oberoligocänen Vulkankegel auf. Nach deren Eruptionen, im Unter-Miocän, erfolgten Senkungen, die neuerdings von Süßwasserseen erfüllt wurden, und deren Sedimente noch im Miocän von den jüngeren Vulkanen abermals durchbrochen erscheinen. Aber auch fernerhin setzte sich die grabenförmige Senkung dieses Gebietes am Südfuße des Erzgebirges fort und nun beträgt die Sprunghöhe an manchen Stellen rund 1000 m.

Das Erzgebirge zeigt uns ein größeres Stück des variscischen Gebirges, das bereits im Obercarbon aufgefaltet wurde, dagegen wurden nur an fünf vereinzelt Punkten des böhmischen Mittelgebirges kleine Reste davon bekannt, deren größter die Elb-Pforte bei Lobositz bildet, und die im wesentlichen aus Gneis, Glimmerschiefer und Hornblendeschiefer bestehen. Das Konglomerat, das an einer Stelle darüber lagert, wird als Rotliegendes angesehen.

Zur Zeit der cenomanen Transgression trat das Kreidemeer von Norden her auch in die Depression des böhmischen Mittelgebirges ein und füllte diese Mulde wenigstens zum Teil mit cenomanen und turonen Sedimenten an, von welchen die jüngsten, jene der *Cuvieri*-Stufe, allein bis 200 m Mächtigkeit erreichen. — Hier besteht nun eine große Schichtlücke, denn über dem obersten Turon lagern gleich die Tone, Sande oder Sandsteine des Unteroligocän. Ihnen folgen die oberoligocänen Eruptionen mit Tuffiten; Braunschiefer und Diatomeenschiefer wurden abgesetzt, sowie schwache Braunkohlenflöze. Durch das erwähnte Einsinken einzelner Teile im Unter-Miocän wird der neuerliche Absatz von Tonen und Sanden und besonders von reichen Braunkohlenlagern ermöglicht, die dann von den jüngeren Eruptivmassen teils durchsetzt, teils überdeckt werden.

Die oligocänen Sedimente fanden eine ungestörte Unterlage vor; mit den vulkanischen Störungen traten aber gleichzeitig auch große Brüche auf, welche das Gebiet in eine Menge Schollen zerlegten. An den Spalten drangen basaltische und tephritische Laven hervor, während phonolithische, trachytische und tephritische Lakkolithen die Schichten aufwölften. Das

Miocän, das bereits diskordant dem Oberoligocän auflagert, wurde dann neuerlich durch die zweite Eruptionsperiode zerstückt.

Die Eruptivgesteine des böhmischen Mittelgebirges bieten eine großartige Mannigfaltigkeit, obgleich es ausschließlich quarzfreie Massen sind. Der ersten Eruptionsperiode, dem Oligocän, gehören folgende Gesteinsgruppen an:

- „1. Ältere Phonolithe, zumeist trachytische und tephritische Phonolithe, häufig in Lakkolithenform.
2. Basalte und Basalttuffe.
3. Trachydolerite (Hauyn- und Sodalithtephrite), in Form von Oberflächenergüssen und von kleineren Stöcken, welche Schlotte ausfüllen. Sodalithsyenit und dessen Gangfolge (Hauynophyr, Sodalithbostonit, Sodalithgauteit und Sodalithporphyr).
4. Tephrite (Nephelin- und Leucittephrite, Nephelinbasanit). Tephrittuffe. Essexit und sein Gangfolge (Camptonitische Ganggesteine und Mondhaldeit, Bostonit, Gauteit).“

Der miocänen Eruptionsperiode gehören die folgenden Gesteine an:

- „1. Jüngere Basalte.
2. Trachyt in Form von Oberflächenergüssen und von Lakkolithen. Trachyttuffe.
3. Jüngere Phonolithe, in der Mehrzahl Nephelinphonolithe.
4. Gänge von Tinguait und von Nephelinporphyr.“

Weitaus die größte Verbreitung besitzen die Basalte, Feldspat, Nephelin und Magmabasalte, die sich auf beide Eruptionsperioden verteilen. Alle Gesteine sind von Denudation und Erosion stark angegriffen; die Lakkolithe herausgeschält.

In den diluvialen Schotterablagerungen lassen sich drei Terrassen unschwer erkennen; eine Hochterrasse (200—70 m über dem Flußspiegel), eine Mittelterrasse in 70—20 m und eine Niederterrasse in 20—10 m. Die Hochterrasse enthält reichlich nordische Gesteine: skandinavische Granite, Quarzite und Feuersteine, während die Mittelterrasse Reste großer Säuger birgt. Mehr noch an Säugerresten fanden sich aber in den diluvialen Lehmen des böhmischen Mittelgebirges. Der an nur wenigen Punkten erhaltene Löß dagegen enthält die bekannten Lößschnecken. Endlich werden auch noch die diluvialen Pyropen-Sande erwähnt, welche hauptsächlich aus der Zerstörung tertiärer Eruptivbreccien hervorgingen.

L. Waagen.

R. J. Schubert: Das Verbreitungsgebiet der Prominaschichten im Kartenblatte Novigrad-Benkovac (Nord-dalmatien). (Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 54. 461—510 mit 1 geol. Übersichtskarte. Wien 1905.)

Als „Prominamulde“ wurde bisher in Nord- und Mitteldalmatien ein größeres Gebiet bezeichnet, das von oligocänen bis mitteocänen Schichten, den sog. Prominaschichten, bedeckt erscheint. Zwischen diesem Gebiete

und der Küste schalten sich auch Kreidefalten ein. zu welchen sich überdies noch quartäre Ablagerungen gesellen. Es wurde sonach folgende Schichtfolge hier festgestellt.

Quartär	{	Kalktuffe (z. T. auch jünger). Hellbraune bis rote Sande und Lehme mit basalen Terra rossa-Anhäufungen.
Neogen	{	Süßwasserkalke und Mergel bei Bilišani mit zahlreichen Congerien und Melanopsiden.
Oligocän bis Obereocän	{	Plattenmergel und Konglomerate der Prominaschichten. Lithothamnien- oder oberer Nummulitenkalk.
Mittelleocän	{	Obere Nummulitenschichten oder höhere mitteleocäne Gebilde (Mergel und Sandsteine mit Nummuliten und der Fauna von Kasić, Ostrovizza, Dubravizza, Veglia). Knollenmergel. Hauptnummulitenkalk. Hauptimperforatenkalk (Alveolinen- und „oberer“ Foraminiferenkalk).
Untereocän	{	Cosinakalk.
Oberkreide	{	Rudistenkalk. Dolomit.

Hierzu muß noch der Eisenton erwähnt werden, der da und dort vorkommt, mitunter auch beauxitisch wird oder Bohnerze enthält. Dessen Entstehung wird vom Verf. durch die Annahme eines Festlandes im oberen Mittelleocän zu erklären gesucht. Dieses Festland wurde vom obereocänen Meere wieder bedeckt, das sich aber nach kurzer Zeit endgültig verlief, und dann bildeten sich jene großen Wasserläufe aus, deren Sedimente uns als Prominaschichten erhalten sind.

Nach diesen Ausführungen wird teils auf Grund eigener Beobachtungen, teils an der Hand der Aufnahmen v. KERNER's die Tektonik der „Prominamulde“ besprochen. Autor kommt sodann zu dem Schluß, „daß die bisherige Auffassung des in Rede stehenden Gebietes als einfache oder lediglich von untergeordneten Falten durchzogene Mulde sicher nicht den Tatsachen entspricht“, sondern „daß in dem mit Prominaschichten bedeckten Terrain im Bereiche des Blattes Benkovac 6—7 größtenteils geneigte, überkippte und überschobene Falten enthalten sind, die, was Art und Stärke der Faltung betrifft, sich völlig in den Rahmen der sonst in Norddalmatien vorhandenen einpassen“. — Als besonders interessant mag hier noch eine Erscheinung erwähnt werden, die als „Klippenzug von Korlat-Smilčić“ bezeichnet wird. Es sind dies 40—50, meist sehr kleine, in 3—4 Reihen angeordnete Klippen von Alveolinenkalk, die aus den obereocänen bis mitteleocänen Mergeln emporragen. Sie werden als „Durchspießungsklippen“ bezeichnet, da ihre Entstehung auf Überschiebung und Durchspießung der Decke zurückgeführt wird.

Zum Schlusse wird noch darauf hingewiesen, daß die ausgesprengten Gerichte von den ungeheuren Kohlenschätzen der „Prominamulde“ jedes Haltes entbehren.

L. Waagen.

**R. J. Schubert:** Zur Entstehung des Klippenzuges von Korlat—Smilčić. (Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1904. 258—259.)

In diesem Artikel wird die in der voranstehend referierten Arbeit gemachte Annahme, daß die kleinen Alveolinenkalk-Klippen zwischen Korlat und Smilčić echte Durchspießungs-Klippen seien, die durch Überschiebung und Durchspießung entstanden gedacht werden müssen, durch weiteres Beobachtungsmaterial zu beweisen gesucht.

L. Waagen.

---

**Th. Posewitz:** Das Nagyág-Tal in der Umgebung von Berezna und Vučskmezö. (Jahresber. d. k. ungar. geol. Anst. f. 1901. Budapest 1903. 44—51.)

Die geologische Zusammensetzung des Nagyág-Tales zwischen den Orten Berezna und Vučskmezö bildet die Fortsetzung des weiter östlich gelegenen Gebietes des Marmaroser Komitates, und zwar beteiligen sich an dem Aufbaue Gesteine der Jura-, Kreide- und Miocänformation.

Der Jura tritt nur an wenigen Stellen als Klippenkalk auf. Es sind lichtgraue bis braunrötliche Kalke, manchmal mit Breccienstruktur und von nordwestlichem Streichen. In den Ablagerungen der Kreideformation kann man untere und obere Kreide unterscheiden. Die Gesteine der unteren Kreide sind Hieroglyphenschiefer, welche die stržolka-artige Ausbildung zeigen, stellenweise auch rote Tonlagen. Man findet diese Ablagerungen im Nagyág- und Nexander-Tale, wo sie nordwestliches Streichen und hauptsächlich südwestliches Einfallen zeigen. Das gleiche Fallen findet man auch bei den glimmerreichen quarzitischen bis konglomeratischen Sandsteinen der oberen Kreide, denen da und dort graulicher bis grüner Mergelschiefer oder schwarzer Tonschiefer eingelagert erscheint. Die Miocänablagerungen ziehen aus dem Talabor-Tale in das Nagyág-Tal hinüber und lagern zwischen der Kreide und dem Trachytzuge von Huszt, wo sie eine bewaldete Hügelkette bilden. Sie bestehen aus tonigen oder konglomeratigen Sandsteinen mit gleichfalls nordwestlichem Streichen und südwestlichem Verflächen. Dem Alluvium gehören die ausgedehnten Flußschotterterrassen an, die z. B. bei Vučskmezö eine Mächtigkeit von 30 m erreichen.

L. Waagen.

---

**L. Roth v. Telegd:** Der Ostrand des siebenbürgischen Erzgebirges in der Umgebung von Havasgyógy, Felgyógy und Nagy-Enyed. (Jahresber. d. k. ungar. geol. Anst. f. 1901. Budapest 1903. 52—59.)

Das Grundgebirge wird in dem kartierten Gebiete von kristallinen Schiefergesteinen der oberen Gruppe gebildet, d. i. von Glimmerschiefer. Gneis, chloritischem Schiefer, Amphibolgneis usw., die trotz wiederholter Faltung doch im ganzen SSW.-Streichen einhalten. Im Valea Ilielilor, wo kristalline Kalke und graphitische Schiefer auftreten, sieht man Quarzit

mit Konglomeratstruktur. Die größte Insel kristallinischer Gesteine, die aus der Kreide aufragt, wurde bei Havasgyógy angetroffen.

Der „zentrale Tithon-Malmkalkzug“ dieses Gebietes wird an seiner Ostseite ohne Unterbrechung von alten Eruptivgesteinen (Porphyr, Porphyrit, Diabas) begleitet. Das Streichen entspricht jenem der kristallinischen Schiefer, ebenso wie die Kreideüberlagerung. Bei Havasgyógy werden in einzelnen kleinen Partien ein „dunkelgrauer oder gelber, feinkörniger, von weißen Calcitadern durchzogener, braun überkrusteter und von dunkel gefärbtem Hornstein ziemlich reichlich durchsetzter Kalk“ dem alten Eruptivgestein aufsitzend angetroffen, den Verf. in Anlehnung an HERBICH'S Funde in dieser Gegend als Dogger anspricht.

Der Westseite des zentralen Tithon-Malmkalkzuges entlang setzen sich die Ablagerungen der Oberkreide gegen Süden fort. Dieselben bestehen im wesentlichen aus einem Wechsel von Schieferton, Sandstein und Konglomeraten. Die kalkigen Sandsteine und Schiefer der Unterkreide dagegen begleiten den Zug alter Eruptivgesteine an seiner Ostseite.

Das Gebirge wird an seinem Ostsaume von jungtertiären Ablagerungen begrenzt, unter welchen sarmatische Schichten nur an einem Punkte, und zwar nördlich von Nagy-Enyed angetroffen wurden. Im übrigen lagern überall die unterpontischen Sedimente unmittelbar dem Mediterran auf.

L. Waagen.

**M. v. Pályf**: Geologische Notizen aus dem Tale des Aranyos-Flusses. (Jahresber. d. k. ungar. geol. Anst. f. 1901. Budapest 1903. 60—80.)

Es werden zunächst die geologischen Verhältnisse des Gebietes südlich von dem Abschnitte Topánfalva—Offenbánya des Aranyos-Flusses besprochen. Bei Offenbánya findet sich ein ziemlich mächtiger kristallinischer Stock mit eingelagerten Kalken. Die Gesteine sind zumeist granatführende Phyllite, doch finden sich eingelagert auch Biotit-Muscovitschiefer, amphibolitische Gesteine sowie Graphit- und Biotitschiefer. Auch im Tale des Hermoniasa-Baches wie am Sászavinczaer-Bache findet man die kristallinischen Gesteine, doch sind es hier Gneisgranite von pegmatitischer oder an Protogin erinnernder Struktur. Die begleitenden kristallinischen Kalke bilden Linsen oder Züge mit quer auf das Streichen der Schiefer gerichteter Längenausdehnung. Zahlreiche Andesitausbrüche können ebenfalls in diesen Gebiete beobachtet werden, die auch die Kalkstöcke durchsetzen und hierbei Kontakterscheinungen hervorrufen. In einer solchen Kontaktzone geht auch der Bergbau von Offenbánya um.

Das übrige begangene Gebiet wird fast ausschließlich von den grauen Schiefertonen, Mergeln, Sandsteinen und Konglomeraten der Oberkreide erfüllt. Auch diese Ablagerungen wurden von Andesiten durchbrochen. Im Anschlusse an die Andesitstöcke finden sich Andesittuffe und Breccien. Die Andesite selbst sind entweder reine Amphibolandesite oder Biotit-Amphibolandesite. Seltener wird auch Dacit angetroffen, in dessen

Breccie sich ein *Conus* von mediterranem Typus fand. Was die Tektonik dieses Gebietes betrifft, so wird hervorgehoben, daß der kristallinische Stock von Offenbánya auf drei Seiten von Verwerfungen begrenzt wird, und daß längs dieser beide Bildungen, sowohl die kristallinen Gesteine, als auch die Kreidesedimente in Falten gelegt sind, die sich mit der wachsenden Entfernung allmählich ausgleichen.

Im zweiten Teile vorliegender Arbeit werden die geologischen Verhältnisse des Kis—Aranyos-Tales zwischen Felsövidra und Szohodol besprochen. Den wesentlichsten Anteil an dem Aufbau dieses Gebietes nimmt hier kristallinischer Schiefer, dem ein mächtiger kristallinischer Kalkzug eingelagert erscheint. Im westlichen Teile desselben liegen darauf konkordant „eine aus rotem oder bläulichgrauem, sericitglänzendem Schiefer, rotem, oft ins Violette spielendem Sandstein und Konglomerat bestehende Bildung“, die als obere Dyas aufgefaßt wird. Im SO. und im Szohodoler Tale finden sich Kreideschichten. Von dem bekannten Csiga-Berge dieser Gegend werden 15 verschiedene Arten von Fossilien mit *Actaeonella gigantea* etc. aufgezählt, die in das untere Senon oder oberste Turon gehören.

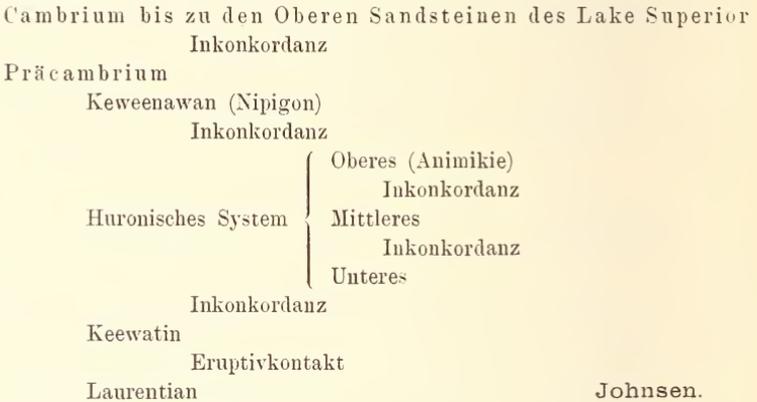
L. Waagen.

Report of the special committee for the Lake Superior Region to C. W. HAYES, R. BELL, FR. ADAMS and CH. R. VAN HISE, general committee on the relations of the canadian and the U. S. Geological Survey. (Journ. of Geology. 13. 89—104. Chicago 1905.)

Es wurden von der Kommission im Jahre 1904 verschiedene Distrikte der Lake Superior-Gegend zwecks relativer Altersbestimmung und Parallelisierung der Schichten in Augenschein genommen. Die Distrikte waren: Marquette, Penokee-Gogebie, Mesabi, Vermilion, Rainy Lake, Lake of the Woods, Thunder Bay und die Nordküste des Lake Huron. Hierbei ergab sich folgendes:

An der Basis des Keweenawan ist eine beträchtliche Inkongordanz vorhanden; dem Keweenawan dürften alle bisher als solches oder als Nipigon kartierten Gebiete zuzurechnen sein. Das Liegende bildet das huronische System, das anscheinend folgende Schichtenfolge umfaßt: im Marquette-Distrikt die Oberen und Unteren Marquette-Schichten (resp. Ober-, Mittel- und Unter-Marquette), im Penokee-Gogebie-Gebiet die Penokee-Gogebie-Schichten sowie den östlich vom Presque Isle River angetroffenen Kalk und Quarzit, im Mesabi-Distrikt den nach diesem benannten Komplex und das Tonschiefer-Grauwacken-Konglomerat, im Vermilion-Gebiet die Knife-Schiefer und das Ogishke-Konglomerat, im Rainy Lake-Distrikt denjenigen Teil des Couchiching der Südparte, der nach unten hin am Schoal Lake an Konglomerat grenzt, im Thunder Bay-Distrikt die Animikie- und Grauwacke-Schichten der Loon Lake-Gegend. Zum eigentlichen huronischen Gebiet gehören wohl die durch LOGAN und MURRAY als huronisch kartierten Partien, jedoch wahrscheinlich mit Ausnahme des

Thessalon-Grünsteins. Das huronische System lagert inkongordant auf dem Keewatin, letzteres umfaßt den gleichgenannten Komplex vom Lake of the Woods und dessen Äquivalente. Die Kitchi- und Mona-Schiefer des Marquette-Gebietes, die Grünschiefer (Mareniscan) des Penokee-Gogebie-Distriktes, den Grünsteinkomplex des Mesabi-Gebietes, die Ely-Grünsteine und die Sudan-Formation des Vermilion-Distriktes und den durch Lawsox als Keewatin kartierten Teil vom Rainy Lake-Distrikt betrachten Verf. als nicht zum Couchiching gehörig und den Thessalon-Grünstein von der Nordküste des Huron Lake als wahrscheinlich dem Keewatin des Lake of the Woods äquivalent. Die prähuronischen Granite und Granitgneise, die das Keewatin unterlagern oder durchsetzen, werden als laurentisch bezeichnet.



**Amad. Grabau:** Guide to the geology and paleontology of the Schoharie valley in Eastern New York. (New York State Museum. Bulletin 92. Albany 1906. 8°. 386 p. Mit 225 Textfig., 23 Vollbildern u. 1 geol. Übersichtskarte im Maßstab 1 : 62 500.)

Das von JOHN CLARKE, dem Direktor des New Yorker Staatsmuseums angeregte und mit einem Vorworte versehene Buch behandelt eine nicht nur landschaftlich anziehende, sondern auch geologisch sehr wichtige und daher schon seit den Zeiten von GEBHARD, MATHER, J. HALL u. a. oft genannte und beschriebene Gegend. Da die Schrift nicht nur den Fachgelehrten, sondern auch den vielen Liebhabern der Geologie als Führer dienen soll, so mußte eine möglichst allgemein verständliche Darstellung angestrebt und alle wichtigeren vorkommenden geologischen Grundbegriffe und Ausdrücke erläutert werden — eine Aufgabe, die Verf. in ausgezeichnete Weise gelöst hat. Die Ausstattung des Werkes, namentlich die zahlreichen Abbildungen von Landschaften, geologischen Aufschlüssen und Versteinerungen sind, wie man dies bei den Schriften des New Yorker Staatsmuseums nicht anders gewohnt ist, mustergültig. Im Verhältnis dazu muß der Preis (75 Cents) als äußerst niedrig bezeichnet werden.

Das Buch beginnt mit einer kurzen Einleitung sowie einer Zusammenstellung der wichtigsten einschlägigen Literatur. Daran schließt sich im ersten Kapitel eine Übersicht über die im Schoharie-Gebiete vertretenen Formationsabteilungen und Stufen (s. nachstehende Tabelle). Wir ersehen aus ihr, daß allein in der näheren Umgebung der Stadt Schoharie, d. h. im Gebiete der begleitenden geologischen Karte, mehr oder weniger zusammenhängende Profile vom obersten Untersilur bis ins Oberdevon vorhanden sind — nach CLARKE ein im ganzen Staate New York einzig dastehender Fall. Dabei ist allerdings hervorzuheben, daß — wie die Tabelle zeigt — zwischen der Lorraine- und Brayman-Stufe (welch letzte besser als „Salina-Stufe“ bekannt ist) eine große Lücke liegt, die anderwärts durch die beiden umfangreichen Gruppen des Oswegan und Niagara ausgefüllt wird.

Formationen	Gruppen	Stufen	
Devon	Oberes	Chautauquan	Catskill
		Senecan	Oneonta
			Ithaka
	Mittleres	Erian	Sherburne
			Hamilton
		Ulsterian	Marcellus
			Onondaga
	Unteres	Oriskanian	Schoharie
			Esopus
		Helderbergian	Oriskany
Port Ewen			
Becraft			
Obersilur oder Ontarian	Ober-Cayugan	New Scotland	
		Coeymans	
		Manlius	
		Rondout	
		Cobleskill	
		Brayman	
		Basal sandstone	

Hiatus und Erosionsdiskordanz

Untersilur oder Champlainian	Oberes	Cincinnatian	Lorraine
			Utica
	Mittleres	Mohawkian	Trenton
			Black River
			Lowville
Unteres	Canadian	Chazy	
		Beekmantown	
Cambrium oder Tacon	Oberes	Saratogan	Potsdam

Hiatus und große Lagerungsdiskordanz

Algonkian und Urgebirge (kristalline Schiefer).

Das zweite Kapitel ist der Stratigraphie und Paläontologie der silurischen Ablagerungen, das dritte bzw. vierte derjenigen der unter- bzw. mittel- und oberdevonischen Schichten gewidmet.

Mit Genugtuung stellen wir fest, daß hier — soviel wir wissen, zum erstenmale — die Grenze zwischen Mittel- und Unterdevon in einer den europäischen Verhältnissen und den Unterschieden der Faunen mehr Rechnung tragenden Weise gezogen ist, als es bisher in Amerika üblich war: sie wird zwischen die Esopus- (die früheren „cauda galli-“) Schichten und die Schoharie grits gelegt.

Im übrigen hätten wir nur wenig hervorzuhoben.

Zwischen dem untersten Gliede des Helderbergian, dem Coeymans, und dem Obersilur liegt eine kleine Erosionsdiskordanz. Sie ist insofern von Bedeutung, als sie auf eine den ganzen Osten der Vereinigten Staaten betreffende Bodenerhebung hinweist, die gegen Ende der Silurzeit eintrat und eine ausgedehnte Festlandsbildung, besonders in der appalachischen Region zur Folge hatte. Das durch diese Hebung sehr eingeebte inner-nordamerikanische Meer, die sogen. Mississippi-See, dehnte sich erst zu Beginn der nachfolgenden Helderberg-Zeit wieder mehr aus, indem sie nach Westen zu transgredierte. Eine Folge dieser Vorgänge ist die erwähnte kleine Diskordanz zwischen Manlius und Coeymans bei Schoharie, sowie die Auflagerung des Helderbergian unmittelbar auf viel ältere Gesteine, stellenweise sogar auf Untersilur, an vielen Punkten in Pennsylvania, Virginien, Wisconsin usw. Diese Transgression hielt während des ganzen Helderbergians an, da auch der Oriskany sandstein vielfach noch übergreifend auf älteren Ablagerungen aufruht.

Die Onondaga- (die früheren „Corniferous-“) Kalke stehen zwar in der Tabelle unter den Marcellus-Schiefern; indes haben CLARKE und Verf. nachgewiesen, daß im Westen des Staates New York beide Bildungen ineinander übergehen. Die Riffe des oberen Onondaga vertreten hier sogar nicht bloß die Marcellus-Schichten, sondern auch noch das untere Hamilton. Es liegen hier also ganz ähnliche Wechselbeziehungen vor, wie nach CLARKE im Oberdevon des westlichen New York. Stellen doch die sogen. Naples beds, die Ithaka-Schichten und der Oneonta-Sandstein nur drei verschiedene (die pelagische, Flachmeer- und Litoral-) Fazies eines und desselben Zeitabschnittes, des älteren Oberdevon dar; und in ganz entsprechender Weise auch die Chemung- und die Catskill-Schichten nur verschiedene Faziesbildungen des jüngeren Oberdevon.

Das fünfte und sechste Kapitel enthält eine eingehende Beschreibung einer Reihe besonders wichtiger Profile; das siebte Listen des Fossilinhalts der verschiedenen Stufen. Im achten wird sodann die „Physiographie“ des Schoharie-Gebiets, d. h. die Herausbildung der heutigen Oberflächengestalt behandelt, wobei die DAVIS'sche Cyklentheorie (dessen Vorstellungen von einem wiederholten Wechsel weitgehender Abtragung [Penepplainbildung] und darauffolgender neuer Reliefbildung infolge der Wiederbelebung der Erosion) zur Erklärung herangezogen und durch Skizzen erläutert werden. Auch die z. T. recht großartigen, in den

Obersilurkalken liegenden Höhlen des Gebietes werden ausführlich beschrieben. Das letzte Kapitel endlich ist der Wirtschafts-Geologie gewidmet und behandelt die nutzbaren Gesteine der Gegend, wobei außer den verschiedenen Baumaterialien besonders die (ebenfalls im Obersilurkalk liegenden) Vorkommen von Strontianit besprochen werden. Ein Glossarium und Register bilden den Schluß des Buches.

**Kayser.**

---

**G. A. F. Molengraaff:** Note on the Geology of a portion of the Klerksdorp district, with special reference to the development of the Lower Witwatersrand beds and the Vaal River System. (Transact. Geol. Soc. South Africa. 8. 1905. 16—25).

In der Nachbarschaft von Rietkuil, im südwestlichen Teile des Klerksdorp-Distriktes und in den angrenzenden Teilen von Lichtenburg und Wolmaranstad stehen an

1. alter Granit,
2. die unteren Witwatersrand-Schichten,
3. das Vaal-System.

Der „alte Granit“, ein grauer, mittelkörniger Mikroklinggranit, bildet stets das Liegende der Witwatersrand-Schichten, tritt aber, da er leicht verwittert, in der Landschaft nirgends hervor und ist meist von jungen Oberflächenbildungen bedeckt. Im unteren Teile der unteren Witwatersrand-Schichten herrschen Sericitschiefer vor, denen nahe der Granitgrenze goldführende Konglomerate, das Dominion-Reef, eingelagert sind. In den höheren Horizonten der unteren Witwatersrand-Schichten herrschen Schiefer und Quarzite vor, auch der leicht erkennbare „Hospital Hill Slate“ fehlt nicht. In starker Diskordanz liegen sowohl auf dem Granit wie auf den unteren Witwatersrand-Schichten die meist aus vulkanischem Material aufgebauten Gesteine des Vaal-Systems. Einige Konglomerate aus diesem Schichtensystem erinnern lebhaft an das viel jüngere Glazialkonglomerat des Dwyka-Systems, direkte Beweise für einen glazialen Ursprung haben sich aber noch nicht gefunden. Wie außerordentlich mannigfaltig das Vaal-System zusammengesetzt ist, zeigt eine Tabelle. Eine Kartenskizze und eine Profiltafel veranschaulichen die im allgemeinen einfachen Lagerungsverhältnisse in dem hier besprochenen Teile des Klerksdorp-Distriktes.

**E. Philippi.**

## Stratigraphie.

### Tertiärformation.

**Rudolf Delkeskamp:** Beiträge zur Kenntnis der Westufer des Mainzer Tertiärbeckens. I. Der Kreuznacher mitteloligocäne Meeressand und seine Fauna. (Verh. Naturhist. Ver. Bonn. 62. 1905. 95.)

Im ersten Abschnitt wird ausgeführt, daß meist nur Strandbildungen erhalten sind, dann eine tiefere Zone mit feinen, zum Teil tonigen Sanden, welche nur selten und in geringer Mächtigkeit einen Übergang zum Rupelton zeigen. Das ursprüngliche Niveau dieser Ablagerungen ist aber vielfach durch Störungen verändert, so daß am Welschberg bei Waldböckelheim etc. Austernbänke um 130 m ansteigen, doch sind die Tertiärschichten westlich der Nahe noch nicht genügend untersucht, so daß ihre Westgrenze noch zu verfolgen ist.

Im zweiten Abschnitt werden die Schwerspat-Konkretionen und -Bänke in den meist sehr grobkörnigen wenig mächtigen Meeressanden der Umgegend von Kreuznach beschrieben, welcher am Kuhberg von Rupelton überlagert wird und auf Porphyrit liegt. LASPEYRES hatte angenommen, daß der Schwerspat schon bei Ablagerung des Sandes hineingelangt sei; es finden sich aber in Schwerspat umgewandelte Muschelschalen und Kristalle von Schwerspat an Stelle aufgelöster Schalen, so daß der Schwerspat jedenfalls erst später in den Sand gelangt ist, vermutlich durch aufsteigende Mineralquellen. Weiter folgt eine Liste der als Steinkerne erhaltenen Fossilien, die größtenteils schon von WEINKAUFF aufgeführt wurden, nebst Bemerkungen über die einzelnen Arten, über den Charakter der Fauna und deren Verhältnis zu anderen Meeressandlokalitäten.

SCHOPP hatte nun bei Weinheim im Meeressande unterschieden: 1. *Pectunculus*-Schicht. 2. Cerithienschicht. 3. *Trochus*-Schicht. 4. *Pecten*-Schicht mit Zwischenlagen von Kalk. Eine Parallelisierung einzelner Vorkommnisse mit einem dieser doch mehr lokalen Horizonte dürfte wohl nur mit größtem Vorbehalt vorzunehmen sein [d. Ref.], und auch die relative Häufigkeit der einzelnen Arten dürfte keinen sonderlich sicheren Anhalt geben. Es wird denn auch hervorgehoben, daß mit diesen Horizonten die erwähnte Fauna „keine rechte Übereinstimmung“ zeigt.

von Koenen.

**Henri Douvillé:** Limite du crétacé et de l'éocène dans l'Aquitaine. (Bull. Soc. géol. de France. (4.) 6. 43. 1906.)

Im südwestlichen Frankreich liegt das Tertiärgebirge stets diskordant auf den älteren, so bei Meschers das Yprésien auf dem Senon, bei St. Palais das Lutétien auf dem ausgewaschenen unteren Maestrichtien, an anderen Stellen auf Abrasionsflächen von Trias und Kreide etc., so an der Küste von Biarritz, südlich von Bayonne etc.

SEUNES hatte nun über dem Danien mit Echiniden etc. auch Mergel mit *Operculina Heberti* und einer *Orthophragmina* und denselben Echiniden gefunden und hielt diese letzteren daher für umgelagert, die Mergel für tertiäre. DOUVILLÉ hat sich nun bei d'Arros überzeugt, daß von einem etwas verdrückten *Echinocorys* die Platten doch nebeneinander lagern, also nicht umgelagert sind, so daß die *Operculina Heberti* und die erste *Orthophragmina*, vermutlich auch die ersten Nummuliten schon im obersten Danien aufträten.

von Koenen.

**Helgi Pjetursson:** The Crag of Iceland — an Inter-calcation in the Basalt-formation. (Quart. Journ. Geol. Soc. London. 62. 712. 1906.)

Mönck hatte 61 Arten Mollusken aus dem Crag Islands aufgeführt und folgerte, daß das Klima dieser Zeit an der Nordküste Islands weit milder gewesen sein mußte, als jetzt an der Westküste bei Reikiavik. S. Wood meinte später auf Grund von Fossilien, die STARKIE-GARDNER gesammelt hatte, sie könnten nicht jünger sein als der mittlere Red Crag Englands. POULSON hatte später 117 Arten bei Tjörnes gesammelt, doch ist seine Arbeit nicht gedruckt worden; 20 Arten davon waren neu und von den übrigen 97 waren 18% ausgestorben. Möglicherweise waren hier aber verschiedene Faunen vermenget.

Die Pliocän-Schichten von Tjörnes lassen sich aber längs der Wasserläufe bis zu einer Höhe von ca. 500 Fuß über dem Meere verfolgen, dann werden sie von den östlichen Basalten überlagert, und sind im Kontakt mit diesem verhärtet und auch sonst verändert; sie sind also älter als dieser und liegen nicht neben einem Horst älterer Tertiärschichten, wie von manchen angenommen wurde. Nördlich Snaeffellsnes haben die pliocänen Basalte inkl. der Crag-Einlagerung 1100 Fuß Dicke, und diese lieferten 22 Arten Mollusken, von welchen 20 hochnordische sind. Die Küstenlinie Islands muß sich seit der Pliocänzeit jedenfalls gesenkt haben.  
von Koenen.

**A. Quaas:** Über eine obermiocäne Fauna aus der Tiefbohrung Lorenzdorf bei Kujan (Oberschlesien) und über die Frage des geologischen Alters der subsudetischen Braunkohlenformation in Oberschlesien. (Jahrb. k. preuß. geol. Landesanst. für 1906. 27. 189—195.)

—: Über eine obermiocäne Fauna aus der Tiefbohrung von Przeciszow östlich Oswiecim (Westgalizien). (Jahrb. k. preuß. geol. Landesanst. 27. 196—198.)

**Kalickij:** Das Naphthagebiet von Groznyj. (Mém. d. comm. géol. nouv. sér. Livr. 24. 1906. Mit 3 Karten auf 6 Blättern und 3 Taf. 35 p. russ. Text und 5 p. d. deutsch. Résumé.)

Die Antiklinalfalte, die das Gebirge des Naphthagebiets von Groznyj bildet, besteht aus Miocänablagerungen, unter welchen der Verfasser unterscheidet: 1. Akägylschichten (mäotische Stufe), 2. mittlere sarmatische Stufe [a] Schichten mit Fisch- und Cetaceenresten. b) Schichten mit *Cryptomactra pes anseris*, 3. untere sarmatische Stufe [c] Schichten mit *Mactra fragilis*, d) Schichten mit *Syndesmya reflexa*, 4. *Spaniodontella*-Schichten und 5. Čokrakschichten, die Verf. für Übergangsstufen von sarmatischen zu mediterranen Ablagerungen annimmt und endlich 6. *Spiralis*-Schichten der mediterranen Stufe. Das Erdöl ist im Naphthagebiets von Groznyj an die Sandsteine der Čokrakschichten gebunden, welche aber nicht als primäre

Lagerstätten aufzufassen sind. Dagegen sind die höher als die Sandsteine liegenden *Spaniodontella*-Schichten wasserführend.

Nebst der geologischen Karte auf 4 Blättern in großem Maßstabe (1:8400) sind 2 kleinere Übersichtskarten im Maßstabe 1:42000 beigegeben, eine hypsometrische und eine geologische.

N. Sokolow.

**Bogatschew:** Nouvelles espèces de mollusques des dépôts miocènes aux environs de Novotcheskalk. (Bull. du com. géol. 24. 1905, 160. Mit 2 phot. Taf. 20 p. russ. Text und 4 p. franz. Résumé.)

Es sind beschrieben und abgebildet 12 Molluskenarten, unter welchen folgende neu sind: *Turritella atamanica*, *Pholas scriinium*, *Ph. pseudo-ustjurtensis*, *Cardium Platovi*, *C. aff. arcella*, *Tapes secundus*.

N. Sokolow.

**J. Deprat:** Les Dépôts éocènes néo-calédoniens; leur analogie avec ceux de la région de la Sonde. Description de deux espèces nouvelles d'Orbitoïdes. (Bull. soc. géol. France. (4.) 5. 1905. 485—516, t. 16—19.)

Auf der ganzen Südwestküste Neukaledoniens von Numea bis zum Kap Goulvain kommen Eocänschichten vor, die zwar arm an Mollusken sind, doch zahlreiche Foraminiferen einschließen, auf Grund welcher Verf. eine Gliederung des Eocäns durchführte, und zwar unterscheidet er:

Oberes Bartonien oder Priabonien: Schichten von Bourail. Numea mit sehr kleinen Orthophragminen (*pentagonalis* n. sp.), kleinen Nummuliten und Operculinen.

Unteres Bartonien: Schichten von Ouenghi, Gilliés, Pont de français mit kleinen Orthophragminen (*dispansa*, *varians*, *nummulitica*, *sella*, *stella*) und Nummuliten (*striatus*, *variolaris* — *Heberti*, *baguelensis*).

Oberes Lutétien: Kieselige Schichten von Popidéry und an der Basis Konglomerate; erstere mit großen Discocyclinen (*Orthophragma umbilicatula* n. sp. und var. *Fournieri* n. v., *javana* var. *minor*, *dispansa*, *sella*) und kleinen Nummuliten (*N. Nanggoulani*, *Jodjakartae*, *baguelensis*, *variolaria* — *Heberti*), Alveolinen, Milioliden und Lithothamniien.

Auf den der Arbeit beigelegten 4 Tafeln sind Orbitoiden in sehr schönen Mikrophotogrammen abgebildet.

R. J. Schubert.

## Quartärformation.

**W. Deecke:** Betrachtungen zum Problem des Inland-eises in Norddeutschland und speziell in Pommern. (Monatsber. d. geol. Ges. 1906. I.)

Von der letzten Phase der Vereisung, dem baltischen Eis ausgehend, wird gezeigt, daß die Endmoränenzone einen Kreis mit ca. 300 km Radius

mit dem Mittelpunkt im Ringsjö-Gebiet, südlich vom Småländer Hochland, umfaßt. Dem schonenschen Eislappen entspricht ein zweiter in West- und Ostpreußen, vielleicht ein dritter in Liv- und Kurland; dagegen fehlt ein solcher Eislobus um den Zipfel des südlichen Norwegens [derselbe mag auf dem heutigen Nordseeboden liegen; vergl. die typische Form des nord-jütischen Endmoränenstückes. Ref.].

Die Unterbrechung durch die Ostsee ist erst postglazialer Entstehung (Nachweis der *Litorina*-Senkung um ca. 50 m!); „dagegen muß die gotländische Ostseerinne bereits angelegt gewesen sein“. Die Neigung des Landes ging nach Süden, Südost und Südwest (die jungtertiären Ströme flossen in Pommern gegen Süden und Südwest., in Mecklenburg gegen Südwest und Westen ab. Unmittelbar vor dem letzten Vorstoß des Eises setzen die hercynischen Brüche Rügens und Möens ein. Das Fehlen eines peripherischen Lobus um Südnorwegen erklärt sich Verf. durch das Vorhandensein der tiefen norwegischen Rinne und dadurch, daß die hier gekalbtten Eismassen sich nicht zusammenschließen konnten, sondern in den Ozean getrieben wurden, durch den von Schmelzwässern und den mitteldeutschen Gebirgen gespeisten Strom. Die Frage, wie mächtig war das Eis überhaupt? beantwortet Verf.: „mit 1000 m kommen wir sicher für die Hauptvereisung aus, wenn nicht auch das schon zu viel ist, mit 4—500 m für die letzte.“ Auch für die Zeitdauer des Vorrückens kommt er zu viel geringeren Zahlen: „ein in der Interglazialzeit bis Småland freies Gelände wäre nach etwa 100 Jahren (bei einer Geschwindigkeit von 3 km im Jahr) wieder bis nach Mecklenburg und Hinterpommern unter Eis begraben“. Er nimmt also einen katastrophentypischen Charakter des Vordringens, bei langsamem Zurückweichen, an.

Ein Vergleich der Größenverhältnisse Grönlands und des vom jüngsten Landeis bedeckten Areals zeigt, daß letzteres auch der Größe nach ein Analogon Grönlands ist, daß die deutschen Teile wirklich nur Ausläufer darstellen, „die je nach der Mächtigkeit des hinterliegenden Inlandeises bedeutenden Schwankungen ausgesetzt sein mußten. Einheitliche Vereisung des skandinavischen Nordens schließt demgemäß Interglazialzeiten bei uns keineswegs aus, aber umgekehrt sind diese als Erscheinungen des Randes nicht zu überschätzen!“

Verstärkung dieser Gletscherzungen würde die Bewegung des Haupt-eises erklären: das schonen-småländische wurde nach Südwest und West von dem in der Ostseerinne vordringenden abgedrängt (daher auch verschiedene Schrammenrichtungen möglich).

Auch tektonische Verschiebungen beeinflussen die Eisbewegung.

Die Langsamkeit des Abschmelzens wurde u. a. durch die mit der Tiefe zunehmende Vermengung von Eis mit Grundmoräne, Bildung von „totem Eis“, bedingt, dessen Schutt die Abschmelzung verlangsamt.

Verf. nimmt an, daß das Haupteis bis nördlich der heutigen Ostsee zurückgegangen ist (fluvioglaziale Sedimente zwischen den Moränen, verschiedene Beschaffenheit der beiden übereinander lagernden Geschiebemergel auch in Schonen und Bornholm). Das pommersche Interglazial vergleicht Verf. (wegen des Fehlens erheblicher Fossilreste) mit den öden Sandrflächen

des südlichen Island. Außer Sandr müßte man auch Reste von Moränen, Åsar u. a. aus der Interglazialzeit finden; vielleicht haben sie mit zur Aufschüttung der gewaltigen baltischen Endmoräne beigetragen (vielleicht sind auch die Durchragungszüge alte Åsar).

Im Untergrund von Tälern findet man gewöhnlich, auf Geschiebemergel folgend, Sande; die letzte Vereisung hat demnach nicht alles eingebnet und zerstört.

Am Ende der Tertiärzeit war die allgemeine Abdachung des Landes hier nach Süden und Südwest resp. Westen, Verf. erachtet die jetzt von mächtigem Diluvium bedeckte mecklenburgische Seenplatte als das große Sammeltal der miocänen norddeutschen Flüsse, den Vorläufer des glazialen Urstromes.

Das Eis paßte sich dem präglazialen Gelände an, von welchem die radial gegen Süden gehenden weiten Talfurchen die Reste sind; diese alten Rinnen wurden von den Schmelzwässern benutzt.

Das ursprüngliche Relief ist außer durch glaziale Aufschüttung noch durch die postglaziale Senkung verändert worden; der letzteren verdanken die schon vor der letzten Vereisung bestandenen Täler im nördlichen Hinterland der großen Endmoräne ihren Verlauf: sie endigen fast alle blind im Süden, die Senkung am Ende der *Ancylus*-Zeit hat erst diese Flußtäler gegen die dänischen Wasserstraßen entleert.

E. Geinitz.

---

v. Linstow: Über die Ausdehnung der letzten Vereisung in Mittelddeutschland. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 26. 484—494. Karte Taf. 12.)

Der an der Elbe bei Hitzacker beginnende Endmoränenzug, in der Letzlinger Heide fortsetzend (Gardelegen, Neuhaldeleben), wird in den Bereich der letzten Vereisung gerechnet. An ihn anschließend sind bis südlich der Elbe in die Gegend von Bitterfeld reichend, gleichalterige Endmoränen erkannt, die drei aufeinander folgenden Eisrandlagen entsprechen: ein äußerster Zug ist auf 75 km Länge verfolgt, bestehend aus Sand- und Kiesaufschüttungen, die z. T. 65 m über die Umgebung sich erheben, aus der Gegend von Calbe über die Gegend von Bernburg, Köthen nach Bitterfeld laufend; außerhalb liegt ein Talzug für die damaligen Wässer, von Düben nach NW. über Stassfurt nach Oschersleben auf 130 km nachgewiesen, von der Mulde und Fuhne benutzt; der zweite Bogen verläuft über Rossau, der dritte jüngste bildet zwei nach Norden offene Bogen nördlich von Magdeburg, nach Belzig und Treuenbrietzen.

E. Geinitz.

---

A. Jentzsch: Über umgestaltende Vorgänge in Binnenseen. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1905. 423—432.)

Die Abweichungen zwischen den Küstenveränderungen der Binnenseen und des Meeres sind besonders durch die Größenverhältnisse bedingt.

An den Binnenseen herrschen solche Querhaken, deren Achse einen großen Winkel mit der angrenzenden Uferlinie bildet, dieselben können zu einer den See durchquerenden Barre, der „Seebrücke“ auswachsen, wobei an dem gegenüberliegenden Ufer ein anderer Querhaken entsteht; diese Querhaken sind das Werk von Driftströmungen; durch Entgegenwachsen zweier Querhaken entsteht ein Engpaß, in welchem zunächst Unterströmung eine Vertiefung des Seegrundes verursacht, nach Überwindung derselben können die Haken sich vereinigen und so eine Teilung des Sees verursachen, wie sie ja häufig beobachtet wird. Wo Moränen oder dergleichen in den See hineinragen, entwickelt sich an ihre Fortsetzung ein alluvialer Haken. Allmählich wachsen sie und die Seebrücken über Wasser, daher ihr Profil; Torf über Sand, oder Torf über Faulschlamm, zuweilen auch lagert sich darüber noch Sand und Geröll oder durch Eisschub Blöcke. Letztere Erscheinung darf nicht mit Diluvialbildungen verwechselt werden: „in zahlreichen als diluvial angesprochenen Sanden beobachtet man das Profil: Geschiebesand über geschiebefreiem Sand; bis Ende des vorigen Jahrhunderts wurde das sogar auf „oberes Diluvium über unterem“ gedeutet“. . . . „Der Mangel an Schichtung in den obersten Tiefen ist hierbei kein Beweis gegen wässerige Ablagerung, da bis zu etwa 1 m Tiefe fast allerorten auch eine ursprünglich vorhanden gewesene Schichtung durch Frost vernichtet wird. Viele der als Sandr oder Talsande erscheinenden Flächen werden sich hiernach als Seenabsätze herausstellen.“ Die Neigung zur Kreisgestaltung findet ihren vollkommensten Ausdruck in den kleinsten unserer Seen, den Söllen. JENTZSCH hält die Sölle (es heißt übrigens „der Soll“, nicht „das Söll“) nicht für Evorsionsbildungen, sondern für Reste von Seetiefen, Tümpeln und Senken der diluvialen Oberfläche.

E. Geinitz.

J. Elbert: Die Entwicklung des Bodenreliefs von Vorpommern und Rügen. II. (Geogr. Ges. Greifswald. 10. Jahresber. 105—268. 3 Taf. 1 glazial-morpholog. Karte.)

Die Fortsetzung der in dies. Jahrb. 1904. II. - 448- referierten Arbeit behandelt als weiteren Teil der Abteilung A. Radialhügel der Grundmoränenebene. II. Die Entstehung der Geröllsandbildungen, Äsar, Rollsteinfelder und Kames; Geschichte der Ästheorien, Mechanik der Eisbewegung und deren Beziehungen zum Eisschwund (der innere Eisschwund ist in der Einschmelzzone am größten; von der Einschmelzzone an sind die Schmelzwasser imstande, sich ihren Weg unter dem Eise zum Eisrand hin zu bahnen, größere Wassermengen werden dabei subglaziale Ströme bilden), über die Existenzbedingungen submarginaler Schmelzwasserströme, Beobachtungen über Schmelzwasserströme und deren Ablagerungen am rezenten Inlandeis, der Einfluß der Schmelzvorgänge beim Inlandeis auf die Wasserhaltung der Schmelzwasserströme (die erodierenden und akkumulierenden Wirkungen des Schmelzwasserstromes entsprechen der Wasserführung), über die Beziehungen der Morphologie der Äsarbildungen zur Tätigkeit

submarginaler Schmelzwasserströme, die Einflüsse der glazialen Akkumulation und Bewegungsvorgänge auf die fluvioglaziale Tätigkeit der Schmelzwasserströme, die Entwicklungsgeschichte der Äsarbildungen.

2. Geschiebelehmbildungen: Drumlins und andere Geschiebehügel. Das Inlandeis während der Rückzugsperiode erodiert in seiner Einschmelzzone infolge der Divergenz der Bewegungslinien.)

B. Die Marginalrücken der Grundmoränenlandschaft.  
1. Morphologie und Entstehung der Randmoränen. Während die Äsar, Rollsteinfelder, Kames und Drumlins durch die Vorgänge fluviatiler und glazialer Akkumulation während des Eisrückzuges gebildet werden, tritt während der Stillstände des Eisrandes die Bildung von marginalen Rücken und Hügeln ein; unter ihnen lassen sich 4 Arten unterscheiden, Geröllrandmoränen, Staumoränen, Geröllsand- und Geschiebestreifen.

Als Geröllrandmoränen (schmale, wallartige, den Äsar ähnelnde Kiesrücken) werden folgende beschrieben: zwischen Wend.-Baggendorf und Strehlow, Grabow und Gülzow, Klein-Zastrow und Behrendorf bei Seltz, Thesenvitz a. Rügen. Staumoränen (aus älterem, infraglazialem Material bestehend, mit Bedeckung von Geschiebemergel) zwischen Grimmen und Barkow, Barth und Velgast, Reinkenhagen und Jeaser; Geröllsand- und Geschiebestreifen (Bindeglieder der vorigen, „Sandplateaus“ resp. Moränen-  
mergel).

Die Entwicklungsgeschichte der Endmoräne (zu unterscheiden Vorstoß- und Rückzugsmoräne, Zwischen-, Neben- und Hauptendmoränen; bei jeder normalen Stillstandslage lassen sich 2 Phasen der Eisbewegung unterscheiden, Beschleunigung und Verzögerung derselben, mit resp. Abnahme und Zunahme der Divergenz der Bewegungslinien.)

2. Die Endmoränen Vorpommerns und Rügens, sowie der angrenzenden Gebiete Mecklenburgs und der Uckermark: I. Die südliche Zwischenendmoräne mit den Teilstrecken Jatznick—Friedland, Clempenow—Friedland, Demmin—Clempenow, Gnoiën—Demmin. II. Die mittlere Randmoräne mit den Teilstrecken Hohendorf—Wehrland, Groß-Kiesow—Hohendorf, Bassin—Pustow—Groß-Kiesow, Groß-Rakow—Pustow, Jankendorf—Vorland. III. Die nördliche Randmoräne. IV. Das Endmoränengebiet bei Bergen a. Rügen.

Auf die Einzelheiten der inhaltreichen Arbeit kann hier wegen Raum-mangels nicht näher eingegangen werden. Das Übersichtskärtchen gibt ein klares Bild über die genannten Vorkommnisse. **E. Geinitz.**

H. Spethmann: *Ancylus*-See und *Litorina*-Meer im süd-westlichen Ostseebecken von der dänischen Grenze bis zur Odermündung. (Mitt. Geogr. Ges. Lübeck. 21. 1906. 55 p. 3 Taf.)

Nächst einer Zusammenstellung der bisher bekannten *Litorina*-Vorkommnisse werden drei Punkte zu den Ablagerungen des *Ancylus*-Sees gerechnet: ein aufgeschlämmter Ton zwischen Geschiebemergel und *Litorina*-Ablagerungen im Ryktal bei Greifswald, Süßwasserkalk und toniger Sand

in 23,8—26 m Tiefe am Priwall bei Lübeck, zwischen Diluvium und *Litorina*-Ton, und Süßwassertorf zwischen Diluvium und *Litorina*-Bildungen in der Kieler Förhde. Nur von dem Lübecker Vorkommen könnte man zugeben, daß die Schichten, welche einen allmählichen Übergang von Süßwasserbildungen zu Salzwasserbildungen zeigen, mit dem *Ancylus*-See in direkter Verbindung gestanden haben. Die *Litorina*-Senkung war eine ungleichmäßige, schollenartige, und erstreckte sich weiter landeinwärts. Ebenso wie in den pommerschen Tälern, sind auch in dem Umlauf der Trave Störungen nachzuweisen, welche auf diese ungleichmäßige Senkung zurückzuführen sind.

Reiche Funde von frühneolithischen (mesolithischen) Steingeräten erweisen, daß auf große Erstreckung unter der heutigen Trave eine alte Kulturschicht vorhanden ist.

E. Geinitz.

---

# ZOBODAT - [www.zobodat.at](http://www.zobodat.at)

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie](#)

Jahr/Year: 1907

Band/Volume: [1907](#)

Autor(en)/Author(s):

Artikel/Article: [Diverse Berichte 1043-1119](#)