Diverse Berichte

Geologie.

Allgemeines.

W. W. Watts: The functions of geology in education and practical life. (Geol. Mag. New Ser. Dec. IV. **10**. 434—450. London 1903.)

Gegenüber den Ausführungen von A. H. Green über die Unbrauchbarkeit der Geologie in der Erziehung weist Verf. auf die Wichtigkeit derselben für die Schüler, insbesondere Kriegsschüler hin, da die Geologie die Übersicht über die Topographie eines Gebietes erleichtert und vertieft. Ferner wird die wachsende Bedeutung der Geologie für den Bergmann, Wasserbautechniker und andere praktische Berufe dargelegt.

K. Busz.

T. Stacey Wilson: On a convenient and simple method of making geological models. (Notes from the geological laboratory of Birmingham University.) (Geol. Mag. New Series. (5.) **1**. 260—262. London 1904.)

Verf. beschreibt eine Methode, geologische Modelle herzustellen mit Hilfe von Filz, der mit geschmolzenem Paraffin getränkt ist. Dieses Material läßt sich, solange es heiß ist, leicht in jegliche Form bringen und nach dem Erkalten ebenfalls leicht mit dem Messer schneiden. Um die verschiedenen Schichten der Formation deutlich zu machen, kann man verschiedenfarbigen Filz anwenden oder auch das Paraffin selbst färben. An einem Beispiele wird die Art der Herstellung eines Modells mit Faltungen, Verwerfungen usw. erläutert. **K. Busz.**

Physikalische Geologie.

B. Brunhes et P. David: Sur la direction de l'aimantation permanente dans diverses roches volcaniques. (Compt. rend. de l'Acad. des sci. **137**. 1903. 975—977.) [Vergl. dies. Jahrb. 1902. II. -370-.]

Verf. setzen die Versuche fort, die sie über den Magnetismus „natürlicher Ziegelsteine“ in der Gegend des Puy-de-Dôme gemacht haben. Diese Tone zeigen bis auf 3 m Entfernung von der Lavadecke jenen Ziegelcharakter und gleichzeitig polaren Magnetismus, weiter entfernt sind sie unverändert im Aussehen und besitzen unpolaren Magnetismus, der im Gegensatz zu ersterem vorübergehend und in seiner Dauer von der chemischen Zusammensetzung des Tones abhängig ist. Die Lavadecke ist ebenfalls polar magnetisch, der Magnetismus ist jedoch nicht sehr permanent und auch abhängig von Zusammensetzung und Struktur. Die schwankende Intensität ist im Maximum größer als diejenige des metamorphosierten Tones. Die Orientierung des magnetischen Feldes ergiebt die Deklination zur Zeit des Lavaergusses. Es wird auf die Folgerhaiter'schen Versuche über den Magnetismus alter Tongefäße mit Bezug auf die Inklination zur Zeit und am Ort ihrer Anfertigung hingewiesen (dies. Jahrb. 1895. II. -53-; 1896. II. -269-). **Johnsen.**

P. David: Sur la stabilité de la direction d'aimantation dans quelques roches volcaniques. (Compt. rend. de l'Acad. des sci. **138**. 1904. 41—42.)

Es ist gezeigt worden, daß alle vulkanischen Gesteine eine konstante magnetische Orientierung besitzen, die wahrscheinlich dem magnetischen Erdfelde am Ort und zur Zeit der Erstarrung entspricht. Es wird nun festgestellt, daß in der Tat während einer bekannten und genügend langen Periode die Richtung des Gesteinsmagnetismus konstant blieb: Es wurden trachytische Steinfliesen eines der galloromanischen Epoche entstammenden, also etwa 2000 Jahre alten Bauwerkes in Würfel zerschnitten und diese zur magnetischen Messung verwendet. Das eine der 3 Flächenpaare der Fliesen (und mithin auch der Würfel) entspricht sichtlich einer ursprünglichen Bankung des Gesteins: Diese Ebene, horizontal gestellt, ergab bei allen Stücken den gleichen Inklinationswert (natürlich mit wechselndem Vorzeichen). Die Steine scheinen also alle einem und demselben Steinbruch zu entstammen und in den 2000 Jahren keine magnetische Desorientierung erfahren zu haben. Die Deklination zeigte natürlich die verschiedensten Winkel, da sie gegen eines der beiden willkürlich hergestellten Flächenpaare gemessen wurde.

Inklination gem. $= -55^0$ und -58^0, -52^0 und -54^0, -56^0, $+53^0$ und $+53^0$.
Deklination „ $= 144^0$ und 143^0, 86^0 und 85^0, 141^0, 74^0 und 71^0.

Je 2 durch „und“ verbundene Ziffern beziehen sich auf 2 aus derselben Fliese geschnittene Würfel, ergeben also die Grenzen der Messungsfehler. **Johnsen.**

A. Heilprin: The tower of Pelée. New studies of the great volcano of Martinique. Philadelphia and London 1904. 4°. 59 p. XXII Taf.

Nach einer pathetischen Schilderung seiner dritten Martinique-Reise und vierten Pelé-Besteigung (13. Juni 1903) beschreibt Verf. eingehend die berühmte Felsnadel des Feuerbergs mit ihrer glatten längsgestreiften Oberfläche. Am 15. Juni sah er eine dünne Dampfsäule vom Gipfel der Nadel ausgehen und schließt daraus, daß ein Riß das ganze Gebilde durchzogen haben müsse. Er stimmt mit Lacroix und anderen Forschern darin überein, daß er annimmt, innerer vulkanischer Druck hebe die Felsnadel empor; er wendet sich aber gegen Lacroix' Ansicht, daß die Felsnadel aus jungerstarrter andesitischer Lava bestehe, und erklärt sie vielmehr für eine emporgepreßte Säule des Lavakerns des Vulkans, eine Ansicht, die dem Ref. angesichts der Ausführungen Lacroix' (La Montagne Pelée et ses éruptions. Paris 1904. p. 138—162 u. 644) unhaltbar erscheint, obgleich sie vielleicht für andere Vulkangebilde angenommen werden könnte. Als Felsnadelembryonen erklärt Heilprin nunmehr die früher von ihm (24. Aug. 1902) und Varian (31. Mai 1902) beobachteten hornartigen Erhebungen des Zentralkegels. Entgegen Lacroix, der meint, daß vom Anfang der Eruption an sich ein Staukegel zähflüssiger Lava im Krater des Mont Pelé (Étang sec) gebildet habe, hält Heilprin an seiner früheren Ansicht fest, daß anfangs ein normaler Aufschüttungskegel entstanden sei; er gibt aber zu, daß dieser später durch einen Staukegel (Dom) ersetzt worden sein müsse. Wer freilich Lacroix' Beobachtungen und Schlüsse über diesen Gegenstand nachprüft (La Montagne Pelée. p. 110 ff., 352 ff. u. 643), wird finden, daß der Annahme des französischen Gelehrten der höhere Grad von Wahrscheinlichkeit zukommt. Die Dombildung im Étang sec vergleicht Heilprin mit der von Mateucci beschriebenen Cupola lavica des Vesuv, und mit dem Georgios von Santorin; nur hält er ihn für teilweise hohl und will damit die plötzliche Erniedrigung des Doms erklären, die manchen Eruptionen gefolgt sein soll (p. 32).

Bezüglich der Bewegungsart der zerstörenden Glühwolken von Martinique bleibt Heilprin bei seiner früheren Ansicht, daß die Eruptionsmassen seitlich aus dem Krater herausgeschossen worden seien (p. 46 f.); er wendet sich daher gegen Anderson und Flett, welche die Bewegung nur durch die Schwerkraft erklären wollten (dies. Jahrb. 1904. II. -369-). Die vermittelnde Ansicht Lacroix' (La Montagne Pelée. p. 350—358) war dem Verf. noch nicht bekannt.

Wenn Heilprin unter die häufigsten Todesursachen der Opfer von S. Pierre Ersticken durch Blitzschlag und Kohlenoxyd aufgenommen wissen will, so muß demgegenüber betont werden, daß keinerlei Beobachtungen diese Ansicht bekräftigen (Lacroix, La Montagne Pelée. p. 307 ff. u. 396—400).

Als vermutliche Ursache der Antillenausbrüche nimmt Heilprin eine Senkung des benachbarten Meeresbodens an. **Sapper.**

S. Günther: Bemerkungen zum Erdbeben von Lissabon. (Erdbebenwarte. 4. No. 1—4. 8 p. 1904/05.)

Wenn vor 2 Jahren Choffat behauptete, die Literatur über das große Lissaboner Beben sei keineswegs genügend durchforscht und damit nur die portugiesischen zeitgenössischen Werke meinte, so hat er vollkommen recht behalten; denn dieser Aufsatz bringt ebenfalls bisher unbekanntes Material, aber aus Deutschland. Es handelt sich um 3 Schriften eines in Erlangen befindlichen Sammelbandes, die von ganz verschiedenem Standpunkte aus, z. T. nach Augenzeugen, die Katastrophe schildern und ihre Ursachen festzulegen versuchen. Für die Kulturgeschichte und die Geschichte der Geologie bieten sie manches Material, sonst sind sie natürlich krause, sonderbar anmutende Werke. **Deecke.**

P. Choffat: Sur les séïsmes ressentis en Portugal en 1903. (Compt. rend. de l'Acad. des sci. **138**. 1904. 313—315.)

Schwache Erdbeben sind in Portugal häufig. Am 9. August und 14. September 1903 aber ereigneten sich außerordentlich heftige Stöße, wie man sich deren nur vom 13. August 1899, 22. Dezember 1883 und vom 11. November 1858 erinnert.

Es folgten ihnen viel schwächere Stöße am 28. September und am 14. Oktober und in Huelva am 1. Dezember.

Aus den sehr ausführlichen Zeitungsberichten, sowie an Ort und Stelle eingezogenen Erkundigungen lassen sich für das Erdbeben vom 9. August 3 konzentrische Zonen verschiedener Heftigkeit feststellen.

1. Zone: Heftigkeit 7. Grades (Skala von Rossi-Forel). Erstreckung vom Cap Carvoeiro bis zum Cap von Sines.

2. Zone: 6. Grad. Von der Mündung des Douro bis Serra de Monchique.

3. Zone: Unterhalb dem 6. Grad. Von der Mündung des Lima zwischen Badajoz und Alcuescar nach Süden.

Das Erdbeben vom 14. September läßt sich in 2 Zonen bringen.

1. Zone: Intensität 7—8. Torres-Vedras bis Tejo-Mündung.

2. Zone: Von der Mündung des Sadou über Evora und Caldas da Rainha.

Die Kurven der beiden Erdbeben zeigen deutlich, daß die Epizentren im Ozean liegen, und zwar im 1. Fall auf dem Parallelkreis von Arabida, im 2. Fall auf demjenigen von Lissabon. Jene Zonen umfassen die verschiedenen Terrains: Granite, archäische Gesteine, paläozoische Schichten, mesozoische Kalke und Sandsteine, wenig konsistente tertiäre Conglomerate etc., ohne daß sich Beziehungen zwischen dem Gesteinscharakter und der Art der Stöße ergäben. Die Unregelmäßigkeit der Kurven scheint mehr orographische als petrographische Ursachen zu haben. Die 3. Zone bildet einen Golf in der Mitte der 2. um das Tertiärbecken des Tejo. In der Zone 3 sind einige Inseln der Zone 1 und 2 vorhanden, einmal die-

jenige von Talaya (Provinz Badajoz), von der entsprechenden Zone (Intensität 7) um 170 km getrennt, dann diejenige von Castello de Vide, von der betreffenden Zone (Intensität 6) 40 km entfernt.

Ein anderes Zentrum der in Portugal verspürten Beben als jenes marine liegt in Andalusien. Beide Zentren fungieren anscheinend unabhängig voneinander. **Johnsen.**

Montessus de Ballore: Sur les tremblements de terre des Andes méridionales. (Compt. rend. de l'Acad. des sci. **138.** 1904. 106—108.)

Goll hat, gestützt auf die von v. Dessauer hinterlassenen Notizen einen seismischen Katalog herausgegeben. Unter Benutzung dieses Kataloges hat Verf. die Verteilung der Instabilität auf dem Westflügel der Anden zwischen dem 16. und dem 56. südlichen Parallelkreis studiert.

Die seismischen Erscheinungen begleiten die Reliefliniien, insofern diese Dislokationen entsprechen und letztere einen genügend großen Betrag annehmen. In den studierten Gebieten erscheinen die Anden als der zerstückelte und schollenweise verschobene westliche Teil einer großen gehobenen Erdoberflächenpartie, die sich nach Osten abwärts biegt. Daher herrscht nur an der Pacific-Küste starkes Relief und bedeutende Abschüssigkeit, und nur hier treten die Erdbeben auf. Sie sind besonders an das Gebiet zwischen dem Gebirgsrücken und der 4000 m-Isobathe geknüpft und daher an der Küste besonders stark bei Valparaiso, wo diese Isobathe die Küste tangiert.

Der Süden der Pampa von Tamarugal, die Wüste Antofagasta, der Norden von Atakama, also fast die ganze Nitratregion entsprechen einer Verbreiterung der Kette und zeigen daher eine Verringerung der Erdbeben.

Südlich von Valparaiso bis zum Puerto-Montt nehmen die Beben ab, entsprechend dem Verschwinden der großen Tiefen und der Abflachung der Cordillere, gegen Cap Horn hin verschwinden sie schließlich ganz.

Faltungen sind auf dem Westflügel selten; diejenigen von Copiapó spielen vielleicht eine bedeutende seismogene Rolle, was um so wahrscheinlicher ist, als die einzige von Beben betroffene Gegend des Ostflügels, diejenige von Salta in Mendoza, einer Faltungszone entspricht. Abhängigkeit der Beben von der Gegenwart bezw. Tätigkeit von Vulkanen zeigt sich in den Anden nicht.

Die jetzt schlecht bekannte Verbreitung der Seebeben wird vielleicht später eine Schütterzone in den Gewässern der Inseln Desventuradas und Juan—Fernandez erkennen lassen längs dem aufsteigenden Zweig der 4000 m-Isobathe, analog der Zone von Daussy und derjenigen des St. Paul-Felsens im äquatorialen Atlantik (die eine wie die andere einst vulkanischer Natur). **Johnsen.**

F. de Montessus de Ballore: Sur les tremblements de terre de la Roumanie et de la Bessarabie. (Compt. rend. de l'Acad. des sci. **138**. 1904. 830—832.)

Auf Grund der allgemeinen seismischen Kataloge und der jährlichen Publikationen der seit 1892 in Rumänien eingerichteten staatlichen Erdbebenstationen, sowie eines Lokalkataloges von Hepites kann man nunmehr eine ziemlich befriedigende Erdbebenkarte der obigen Länder entwerfen, aus welcher folgendes hervorgeht: Schreitet man von dem äußersten Flügel des walachischen Bogens und demjenigen des moldawitischen Bogens nach dem Scheitel des Karpathenwinkels hin, so wächst die Abschüssigkeit; gleichzeitig vermehrt sich sehr deutlich die Seismizität. Und zwar ist dieselbe größer längs des letzteren Bogens, wohl weil die sarmatischen Schichten dort stärker gehoben und demgemäß stärker disloziert sind.

Entgegen der Ansicht von de Martonne läuft der seismische Bogen, längs dem sich die Epizentren drängen, nicht von Galatz nach Buzëu, sondern etwa von Kischinew nach Bukarest. Die westliche Walachei, die ganze Donauterrasse zwischen Turnu—Severin und Kalaresch, die Dobrudscha und die nördliche Moldau sind viel ruhiger als Bessarabien und überhaupt die zentrale und südliche Moldau und die östliche Walachei längs der NO.—SW. ziehenden Achse Kischinew—Bukarest. Diese ist parallel der ausgezeichneten seismischen Zone des böhmischen Erzgebirges und des Erdöldistriktes von Ramnicu Saratu und benachbart dem vulkanischen Gebiet und den wichtigsten Erzgängen der Walachei (Mehedintsi, Gorj und Valcea).

Einige schwere Erdbeben haben in den verflossenen Jahrhunderten das Schwarzmeergestade zwischen Odessa und der Donaumündung heimgesucht. Ihre Epizentren liegen also wahrscheinlich mitten im Schwarzen Meer, und man kann sie einem Rest der balkanisch-kaukasischen Dislokationen zuschreiben, welche die relativ junge östliche Einsenkung des Schwarzen Meeres verursacht haben. Jener Richtung parallel zieht die 1000 m-Isobathe von Midia nach Baklawa, sie stellt eine Verlängerung der Bruchlinie der Dardanellen und des nordwestlichen Marmara-Meeres dar.

Die Bildung der Donaufurche hat bemerkenswerterweise keine seismischen Spuren hinterlassen. **Johnsen.**

C. Davison: The Penzance earthquake of March 3. 1904. (Geol. Mag. (5.) 1. 487—490. London 1904. Mit 1 Textfig.)

Aus den Untersuchungen über das Erdbeben von Penzance in Cornwall am 3. März 1904 schließt Verf., daß dasselbe ein submarines, nicht sehr tief gelegenes Zentrum gehabt habe und durch ein Absinken längs einer submarinen Verwerfung etwa $3\frac{1}{2}$ englische Meilen südlich des an der Küste gelegenen Ortes Marazion, nicht aber etwa durch Einsturz infolge des Bergbaubetriebes verursacht sei. **K. Busz.**

H. Douvillé: Failles et plis. (Compt. rend. de l'Acad. des sci. **138**. 1904. 645—646.)

Die Bruchzonen verlaufen wesentlich parallel den Meridianen, den Senkungsfeldern entsprechend, so am Pacific einmal längs den vulkanischen Anden, dann längs Japan und den Sunda-Inseln, drittens längs Ägäischem Meer, Rotem Meer, Kanal von Mozambique; diese 3 Bruchzonen sind ungefähr äquidistant. Sie bedingen kaum eine Änderung der Dimensionen der Erde.

Die Faltungszonen verlaufen wesentlich längs den Parallelkreisen. Marcel Bertrand hat die kaledonische, die hercynische und die alpine Kette unterschieden. Diese Faltungen bedeuten eine Verkürzung der Meridiane. In Summa steigert sich also die Abplattung des Erdsphäroids, was eine Beschleunigung der Rotation zur Folge haben würde.

Johnsen.

T. Beeby: The use of a geological datum. (Geol. Mag. New Ser. Dec. IV. **10**. 216—223. London 1903.)

Zur Feststellung des Betrages von Störungen bedient sich Verf. in der bekannten Weise einer Leitschicht (datum), für die er geringe Mächtigkeit, eine bedeutende horizontale Ausdehnung und sich gleichbleibenden petrographischen und paläontologischen Charakter fordert. An fünf Aufschlüssen in Northamptonshire erläutert Verf. seine Ausführungen.

K. Busz.

Thoulet: Méthode physique et chimique de reconnaissance et de mesure des courants sous-marins profonds. (Compt. rend. de l'Acad. des sci. **138**. 1904. 527—529.)

Die Strömungen im tiefen Ozean sind eine Folge von Dichtedifferenzen. An 3 Punkten der Ozeanoberfläche, die irgend ein Dreieck bilden (Seitenlänge etwa 100 Meilen), werden Wasserproben verschiedenen Tiefen — also längs den 3 Kanten eines dreiseitigen Prismas — entnommen. Von jeder Probe wird 1. die Dichte bei 0° C. bestimmt $= S_4^0$, 2. die Dichte bei der ursprünglichen Temperatur der Probe $= S_4^\vartheta$, 3. die letztere Dichte, korrigiert auf denjenigen Druck, unter dem sich die Probe in situ befand $= n S_4^\vartheta$. Auch wird der Gewichtsbetrag der Halogene und der $H_2 S O_4$ pro 1 kg Wasser festgestellt.

Will man nun z. B. in 1000 m Tiefe die Strömungen bestimmen, so ermittelt man in dieser Tiefe die Dichten $n S_4^\vartheta$ der 3 Punkte der 3 vertikalen Prismenkanten und zieht von dem Punkte mit größtem $n S_4^\vartheta$ 2 Gerade nach denjenigen 2 Punkten der beiden anderen Kanten, welche gleiches $n S_4^\vartheta$ besitzen; man erhält so 2 Dreiecke: das erste liegt horizontal, ist jedoch hydrodynamisch nicht im Gleichgewicht, das zweite ist nicht horizontal, repräsentiert aber eine Niveaufläche. Für irgend einen Punkt innerhalb des 1. Dreiecks ergibt sich die Strömung, wenn man von jenem

Punkt nach den Ecken 3 Gerade zieht, auf diesen von jenem Punkt aus Strecken proportional den Dichtegradienten jener 3 Richtungen aufträgt und die Resultante konstruiert. Man erhält so die Intensität, die horizontale Richtung und sozusagen das Einfallen der Strömung, letzteres gegen die Niveaufläche gemessen [die als Ebene angenommen wird. Ref.]. Alles dieses wurde verwirklicht an Wasserproben von bestimmten Stellen des Azorengebietes (Ziffern s. Original). **Johnsen.**

A. Delebecque: Sur les lacs de la haute Engadin. (Compt. rend. de l'Acad. des sci. **137**. 1903. 1311—1313.)

Die im Gebirge zwischen 2 Tälern auftretenden Pässe sind fast immer durch eine Reihe von Seen ausgezeichnet, deren Niveaus auffallend gleich sind, so z. B. in der Bernina- und der Maloja-Gruppe. Hier wurden an 4 Seen Beobachtungen angestellt; erstere sind, wenn man dem Lauf des Inn folgt: Sils, Silvaplana, Campfer, St. Moritz. Letzterer ist von Felswänden eingerahmt und mithin selbständiger Entstehung [wohl Gletschererosion. Ref.]. Die 3 anderen schreibt man gewöhnlich mit Heim der Abdämmung des Inn durch Nebenflüsse zu (Sils durch Ova da Fex abgeschnürt, Silvaplana durch Ova del Vallun, Campfer durch Suvretta da St. Moritz). Ihr Niveau ist 1800, 1794, 1794 m; ihre Tiefe 71, 77, 34 m. Nach Verf. haben nun jene 3 Flüsse durch ihr Material ein einziges präexistierendes Becken in 3 Teile geteilt als Beginn vollständiger Ausfüllung, wie etwa der Ausfluß des Val Fedo mit seinen Transportmassen den Sils auszufüllen droht. Jener alte See erstreckte sich von der Maloja bis zum Campfer, hatte die für einen Gebirgssee auffallende Länge von etwa 12 km. Die Entstehung dieses Sees wird, obwohl eine kontinuierliche Einfassung durch Anstehendes nicht festgestellt werden konnte, einer Aushöhlung durch Gletscher zugeschrieben. **Johnsen.**

E. A. Martel: Sur le gouffre, tunnel d'Oupliz—Tsike (Transcaucasie). (Compt. rend. de l'Acad. des sci. **138**. 1904. 518—520.)

Wirkliche Höhlen in Sandstein sind recht selten und stets ziemlich klein; man nannte lange Zeit solche in Quarziten in Transvaal, jedoch handelt es sich dort um dolomitische Kalke. Verf. entdeckte nun aber zu Upliz—Tsike (8 km westlich von Gori in Transkaukasien) eine beträchtliche Höhle in miocänem Sandstein; es ist ein natürlicher Tunnel, der eine Öffnung von etwa 6 m Breite und einigen Metern Höhe besitzt, sich dann 75 m lang in zylindrischer Form mit einem Neigungswinkel von 20—30° (dem Fallen der Schichten entsprechend) hinzieht und mit einer Öffnung von etwa 1 m Höhe in das Tal von Kura mündet. Höhenunterschied beider Öffnungen = 2,5 m.

Die Höhle ist die größte der bisher in Sandstein beobachteten. Sie ist durch Ausstrudelung entstanden, indem das Wasser das kalkige Zement auflöste und die lockeren Sandkörner als Werkzeug benutzte. Verf. schließt

sich jetzt der Ansicht von Brunhes an, wonach Sand und Kies die Ausbohrung besorgten, nicht aber jene großen Mühlsteine, diese vielmehr ihrerseits ebenso wie die Höhlenwandung von dem feinen Material bearbeitet wurden. Die spiraligen Rillen an den Wänden sind links gewunden wie in der Mehrzahl der von Brunhes beobachteten Fälle. Da dies dem v. Bär'schen Gesetz [Flußablenkung durch die Erddrehung. Ref.] zuwiderläuft, so wäre hier ein eingehenderes Studium am Platze, freilich werden Spalten u. dergl. die Hauptrolle spielen und andere Ursachen in Schatten stellen. Die Höhlen jener Gegend sind z. T. von Menschen bewohnt gewesen, die offenbar das Werk der unterirdischen Wasserläufe erweiterten. Die Vollendung der dort gefundenen Skulpturen deutet auf historische Zeit. Künstliche Becken dienten wohl zum Auffangen von jetzt versiegten Wassern. **Johnsen.**

F. F. Tuckett: Remarkable Examples of Atmospheric Erosion of Rocks in Corsica. (Geol. Mag. New Ser. Dec. V. 1. 12—13. Mit 1 Taf. London 1904.)

Verf. beschreibt eigenartige Erosionserscheinungen an Gesteinsklippen und losen Blöcken in Korsika in Höhen bis zu 5—6000 Fuß über dem Meeresspiegel. Die Verwitterung geht im Innern der Gesteinsmasse vor sich, wodurch letztere vollständig ausgehöhlt wird. Eine Erklärung für diese Erscheinung vermag der Autor nicht zu geben. **K. Busz.**

P. Lake: Atmospheric erosion in Corsica. (Geol. Mag. New Ser. Dec. V. 1. 89. London 1904.)

Im Anschluß an die Mitteilung von Tuckett über eigentümliche Erosionserscheinungen in Korsika (s. voriges Ref.) erwähnt Verf. das Auftreten derartiger Erosionen in trockenen Gebieten, besonders in Wüsten, und verweist auf die Beschreibungen von Walther (Denudation in der Wüste; Gesetz der Wüstenbildung).

Vielleicht liegen auch hier solche Wüstenbildungen vor.

K. Busz.

T. G. Bonney: Some eroded rocks in Corsica. (Geol. Mag. New Ser. Dec. V. 1. 388—392. Mit 1 Taf. u. 3 Textfig. London 1904.)

Wie in der Arbeit von Tuckett (s. oben Ref.) werden einige Beispiele ähnlicher Erosion von Korsika beschrieben. Verf. glaubt aber nicht an eine Entstehung wie bei Wüstenbildungen durch Atmosphärilien oder Wind; eine Erklärung für die Erscheinungen jedoch vermag er nicht zu geben. [Sollte es sich hier nicht um leichter zersetzbare und auswitterbare Sekretionen in den betreffenden Gesteinsmassen handeln, durch deren Fortführung die zurückbleibenden Massen derartige eigentümliche Formen annehmen, ähnlich wie z. B. manche Basalte durch das Auswittern der in ihnen eingeschlossen gewesenen Olivinknollen? Anm. d. Ref.] **K. Busz.**

J. Spiller: Recent Coast Erosion in Suffolk: Dunwich to Covehithe. (Geol. Mag. New Ser. Dec. V. 1. 502—504. London 1904.)

Enthält eine Aufzählung der wesentlichen Veränderungen und der Verluste der Küste von Suffolk, welche dieselbe seit den letzten zehn Jahren durch die erodierende Tätigkeit des Meeres erlitten hat. **K. Busz.**

Petrographie.

W. Mackie: A rapid and easy method of estimating specific gravities. (Geol. Mag. New Ser. Dec. IV. 10. 503—504. London 1903.)

Das zu untersuchende Mineral oder Gestein wird in Stücke von weniger als $\frac{1}{4}$ Zoll Durchmesser zerkleinert. Eine geeignete Menge davon wird sodann gewogen und danach in eine mit Wasser teilweise gefüllte gewöhnliche Bürette eingetragen. Die Volumzunahme kann sodann an der Bürette abgelesen und aus ihr und dem zuerst bestimmten Gewicht das spezifische Gewicht bestimmt werden. Einige Beispiele zeigen, daß die Methode bei Anwendung größerer Mengen Substanz (8—14 g) für angenäherte Bestimmungen brauchbar ist. **K. Busz.**

T. P. Mennell: The average composition of igneous rocks. (Geol. Mag. New Series. (5.) 1. 263—264. London 1904.)

Es sind mehrfach Versuche gemacht worden, die Durchschnittszusammensetzung der Eruptivgesteine zu berechnen, so z. B. von Clarke[1], der für amerikanische Gesteine den Durchschnittsgehalt von 59,77 % SiO_2 aus den vorliegenden Analysen berechnete; ein ähnliches Resultat erhielt Harker[2] für die Gesteine Großbritanniens, nämlich 58,46 % SiO_2. Verf. macht darauf aufmerksam, daß man bei derartigen Berechnungen vor allem die absolute Masse der verschiedenen Eruptivgesteine berücksichtigen muß, und nicht durch einfaches Addieren der Analysenzahlen und Berechnung des Mittels daraus zu einem richtigen Resultat kommen kann. Von allen Eruptivgesteinen aber machen die Granite die größte Masse aus. Das Dartmoor-Granitmassiv allein z. B. würde schon die Gesamtheit aller übrigen britischen Eruptivgesteine an Masse überwiegen.

Genauer werden dann die Verhältnisse in Südafrika berücksichtigt, wo Granite große Areale einnehmen. Als Durchschnittszahl für den Gehalt an SiO_2 sämtlicher Eruptivgesteine Rhodesiens z. B. wird die Zahl 69,88 berechnet, und dies Resultat hält Verf. auch für gültig für die übrigen Teile Afrikas. Diese Zahl ergibt, daß, wollte man sämtliche nicht granitischen Eruptivgesteine in die Granitmassen einschmelzen, diese letzteren dadurch kaum eine chemische Veränderung erleiden würden. Hieraus kann

---

[1] Dies. Jahrb. 1905. I. -410-.
[2] Dies. Jahrb. 1900. II. -386-.

man schließen, daß das Magma, aus dem auch selbst die basischsten Gesteine durch irgend einen Differentiationsprozeß sich bilden, im wesentlichen seiner Zusammensetzung nach granitisch ist. **K. Busz.**

J. E. Marr: The Classification of the Sedimentary Rocks. (Anniversary Address of the President of the Geological Society. Proceedings Geol. Soc. London. 1905. LXI—LXXXVI. Im Quart. Journ. **61**.)

Interessante, allgemein gehaltene Besprechung einer Reihe von Fragen, die bei stratigraphischen Untersuchungen berücksichtigt werden, vielleicht auch z. T. noch stärker berücksichtigt werden müßten, z. B. Bedeutung der Schichtfugen, Fazieswechsel, Änderung der Gesteinsbeschaffenheit von unten nach oben, Ausbreitung und Änderung der Organismen, Klimawechsel, feinere Gliederung und Benennung von bereits grob gegliederten Schichtkomplexen mit besonders eingehender Besprechung der Gliederung des Ordovicium (Untersilur). Verf. teilt ferner einen Brief von Bather über die auf Änderungen der Organismen bezüglichen Namen mit, in dem sich dieser gegen die Definition des Terminus „Mutation" durch De Vries wendet. Der Name „Mutation" ist durch Waagen schon 1869 in einem durchaus anderen Sinne vorgeschlagen worden, nämlich dem allmählicher zeitlicher Änderung, während für das, was De Vries „Mutation" nennt, schon der Terminus „Saltation" existiert. Diese und die anderen Ausführungen des Verf.'s könnten bei ihrem allgemeinen Charakter nur sehr ausführlich wiedergegeben werden, so daß hier nur auf das Original verwiesen werden kann. **Wilhelm Salomon.**

G. Spezia: Il Dinamometamorfismo e la Minerogenesi. (Atti Accad. d. Sc. **40**. 7. Mai. 18 p. u. 1 Taf. Torino 1905.)

In diesem Aufsatz, der ein Ergebnis seiner Experimente über Mineralbildung durch hohen Druck darstellt, macht Verf. sehr begründete Einwendungen gegen die Grubenmann-Becke'schen Anschauungen von der Metamorphose des Grundgebirges. Er geht aus von dem Beispiel des Kalkes und Quarzes, die zusammen infolge von Volumverminderung bei hohem Drucke Wollastonit geben sollen. Er zeigt, daß weder bei seinen Versuchen, noch in dem Gesteine der Alpentunnel Wollastonit entsteht. Ebensowenig könne aus Albit mit Nephelin Glaukophan resultieren; es sei eine willkürliche Annahme; denn wo solle bei diesen beiden Muttermineralien der Eisen- und Mg-Gehalt herkommen, der in den Glaukophanen doch nie fehle, ja direkt zu dem Mineral gehöre. Ferner sei zu bedenken, daß die mit der Tiefe zunehmende Wärme einen Teil des Druckes aufhöbe, daß die Elastizität in Frage käme, welche ebenfalls dem Druck entgegenwirke. Ein Zerdrücken könne wohl lokal eintreten, auch sei es möglich, daß durch einseitigen Druck nach dem Riecke'schen Prinzip Lösung an der einen und Neubildung an der anderen Stelle vorkomme. Das erkläre zwar einen Teil der sogen. dynamometamorphischen Vorgänge, und zwar besser

als die Volumverminderungstheorie von Becke oder die bruchlose Faltung von Heim, indessen das eigentliche Agens bliebe die Wärme. Man täte daher gut, statt von Dynamo- eher von Thermometamorphose zu sprechen. **Deecke.**

J. Dumont: Sur la répartition de la potasse dans la terre arable. (Compt. rend. de l'Acad. des sci. **138**. 1904. 215—217.)

Es soll festgestellt werden, wie sich das Kali auf die verschiedenen, durch das Schlösing'sche Verfahren aus Ackerboden gewonnenen Fraktionen verteilt. Als besonders interessant werden zwei Böden angeführt:

	I. Ackerboden des Versuchsfeldes von Grignon:	II. Graniterde der Creuse:
a) Grober Sand . .	17,2 %	44,0 %
b) Kalk	4,6	—
c) Feiner Sand . .	59,3	38,8
d) Ton	16,8	4,5
e) Humus	1,6	12,7
Sa. . . .	99,5	100,0

Kaligehalt in Prozenten der einzelnen Fraktionen:

In I. a) =	0,86 %	II. a) =	1,33 %
c) =	0,99	c) =	0,58
d) =	0,94	d) =	0,51

Kaligehalt in Prozenten der gesamten Kalimenge:

In I. a) =	16,55 %	II. a) =	70,93 %
c) =	65,78	c) =	26,37
d) =	17,67	d) =	2,70

Da die chemische Wirksamkeit des Kali mit der Feinheit der dasselbe führenden Bodenbestandteile steigt, so sind die Ziffern von c) und d) besonders maßgebend; wenn $c + d$ (letzte Rubrik) $< 25\,\%$, so ist Kalidüngung nötig. **Johnsen.**

L. de Launay: Sur l'association géologique du fer et du phosphore et la déphosphoration des minérais de fer en métallurgie naturelle. (Compt. rend. de l'Acad. des sci. **138**. 1904. 225—227.)

Verf. studiert die Beziehungen zwischen dem größeren oder geringeren Phosphorgehalt der Eisenerze und ihrem geologischen Auftreten und kommt zu folgenden Schlüssen:

1. Sehr arm an Phosphor sind die basischen Eisenerzsekretionen eruptiver Massen (Magnetit) sowie diejenigen Eisenerzgänge, die ursprünglich aus Pyrit oder infolge Verdrängung von Kalk aus Siderit bestanden und durch deren Oxydation bezw. Hydratation entstanden. Die aus Pyrit entstandenen Erze enthalten ungünstigerweise Schwefelsäure.

2. Die Eruptivmagmen mögen den Phosphor ursprünglich als Phosphid geführt haben, das dann oxydiert wurde und die Bildung von Apatit veranlaßte; der Phosphorgehalt des letzteren macht durchschnittlich 0,1 % dieser Gesteine aus. Wenn ihre Zerstörungsprodukte die Erde in einer etwa 1500 m mächtigen Schicht umgeben, so sammeln sich Eisenoxyd und Eisencarbonat 70 m mächtig an, Apatit 6—7 m mächtig. Die sedimentären Eisenvorkommen werden also mehr oder weniger Phosphor führen, wenn nicht sekundäre Reaktionen scheidend gewirkt haben.

3. Die Dephosphorisierung kann infolge kontaktmetamorpher Prozesse eintreten; der Apatit kann nach lateralen Teilen fortgeführt werden, vielleicht unter dem Einfluß von Kohlenwasserstoffen, wie solche wohl die Reduktion von Eisenoxyd zu Eisenoxyduloxyd besorgen; so zeigen Norberg in Schweden und die Visokaya Gora im Ural phosphorreiche Silikatvorkommen, verknüpft mit phosphorsaurem Kalk.

Auch durch sauerstoff- und kohlensäurehaltige Wasser werden Eisencarbonat und Apatit zersetzt, das Eisen als Oxydhydrat niedergeschlagen, der Phosphor aber fortgeführt.

Gleichzeitig mit der Dephosphorisierung kann eine Anreicherung an Ba, Mn, Co eintreten. **Johnsen.**

L. de Launay: Sur le rôle du phosphore dans les gîtes minéraux. (Compt. rend. de l'Acad. des sci. **138**. 1904. 308—310.)

Bei der Entstehung der Eruptivgesteine verbinden sich gewisse Metalloide mit Metallen und verleihen dadurch der aufsteigenden Masse die nötige Beweglichkeit; es sind hauptsächlich Cl, Fl, S, Se, Te, As, Sb. Anderen solcher Mineralisatoren, wie etwa dem P, C, B hat man weniger Aufmerksamkeit geschenkt, da ihre Verwandtschaft mit O sehr groß ist und daher bei der Annäherung an die Atmosphäre eine Beziehung zu Metallen wenig zutage tritt. Der Phosphor tritt in Eruptivgesteinen und auf Erzgängen als phosphorsaurer Kalk, seltener als phosphorsaure Tonerde auf. Seine unterhalb der „Oxydzone" beständige Tiefenform ist nicht als Mineral bekannt; doch kann man auf Grund der in Meteoriten gefundenen Phosphide des Eisens, Nickels, Magnesiums einerseits und der Verwandtschaft der Meteoriten mit basischen Magmaausscheidungen anderseits in den kalkreichen Magmen Calciumphosphid vermuten, in den Erzgängen auf Grund der Zinksulfid-, Bleisulfid- und Bleiphosphatvorkommen Phosphide von Blei und Zink.

Oft trifft man auch auf den Zinngängen Apatit, Wavellit, Türkis, Amblygonit etc. Auch findet man mit Wolfram- und Zinnmineralien zuweilen die Phosphate von Uran, Yttrium, Cer, Lanthan, Didym verknüpft. Und auf den Pegmatitgängen, die so deutliche Spuren mineralisatorischer Vorgänge tragen, trifft man oft reichlich Apatit (Gellivara, Öddegarden, Snarum).

Auch die Mineralsynthesen weisen auf jenen mineralisatorischen Charakter des Phosphors hin, wie z. B. die Darstellung von Tridymit

durch Hautefeuille aus kieselsäure- und tonerdehaltigen Alkaliphosphatschmelzen, schließlich auch die Abscheidung von SiO_2 in der Phosphorsalzperle.

Das Vanadin scheint eine ähnliche Rolle zu spielen, worauf u. a. das Auftreten von Bleivanadinat auf Erzgängen, sowie die Ersetzbarkeit der Phosphorsäure durch Vanadinsäure in obigen Experimenten hinweist.

Johnsen.

L. de Launay: Sur la répartition des éléments chimiques dans la terre et sa relation possible avec leurs poids atomiques. (Compt. rend. de l'Acad. des sci. **138**. 1904. 712—714.)

Aus früheren Ausführungen des Verf.'s geht hervor, daß die Elemente in der ursprünglichen schmelzflüssigen Erde von oben nach unten in folgender Reihenfolge vorherrschten:

1. H . . . . . Atmosphäre und Protuberanzen.
2. O, N . . . . . Atmosphäre.
3. Si, Al, Na, K, Mg, Ca . . . . Silikatkruste mit Vormacht der drei ersteren in den oberen Partien, der drei letzteren in den unteren.
4. Cl, S, P . . . . . Mineralisatoren.
5. Fe, Mn, Ni, Co, Cr, Ti, Va . . Basische Ausscheidungen.
6. Cu . . . . . Gangförmige Abscheidungen, verknüpft mit obigen.
7. Zn, Pb, Sb, Ag, Hg, Bi, Wo, Au, U, Ra.

Der später oxydierte und jetzt in unseren Meeren vorhandene H muß — den Sonnenprotuberanzen nach zu schließen — die äußerste Hülle gebildet haben. O und N mußten folgen, denn sie sind noch jetzt die Hauptbestandteile der Atmosphäre. Si und Al machen gegenwärtig 28 % bezw. 8 % der äußeren Erdkruste aus [vergl. die Berechnungen von Clarke, dies. Jahrb. 1905. I. -410—411-. Ref.]. Außerdem enthalten die sauren Gesteine, welche die leichtesten und höchsten [? Ref.] sind, wesentlich Alkalien; bei steigender Basizität tritt Mg, dann Ca und Fe auf, letzteres aber hat seine normale Stelle offenbar tiefer. Die flüchtigen Elemente — Mineralisatoren — mußten in inniger Berührung mit obigen stehen, denn sie haben die Kristallisation derselben unterstützt. Gruppe 5 gehört nach ihrer unvollständigen Oxydation und ihrem Auftreten in erodierten Gebieten in die tieferen Partien. Das Cu erscheint bald in voriger Gruppe, bald in der folgenden; es gehört daher wohl zwischen beide. Gruppe 7 entspricht großer Tiefe; diese Metalle treten wesentlich unoxydiert auf und sind an einzelnen wenigen Orten angehäuft, wo sie längs Spalten bis in unmeßbare Tiefen hinabreichen (z. B. Hg von Almadén); auch spricht dafür die auffallend große Dichte der Erde.

Nun bilden die Atomgewichte, nach zunehmender Größe geordnet, dieselbe Reihe. Es scheinen daher einst in der flüssigen Erde infolge der

hohen Temperatur die Atome, frei von jeder chemischen Affinität, lediglich der zentripetalen und der zentrifugalen Kraft gefolgt zu sein.

Anm. d. Ref. Obigen Spekulationen gegenüber sei auf die komplizierten Vorgänge hingewiesen, die nach den TAMMANN'schen Entdeckungen während der Erstarrungsperiode eines Planeten sich abspielen. Ferner sei bemerkt, daß sämtliche endothermen Verbindungen bei hohen Temperaturen weniger dissoziiert sein müssen als bei tieferen und daher s. Z. vielleicht in ungeahnten Mengen und Arten vorhanden waren.

Johnsen.

M. Dittrich: Chemisch-geologische Untersuchungen über „Absorptionserscheinungen" bei zersetzten Gesteinen. II. (Mitt. d. Großh. bad. geol. Landesanst. 5. 1—23. 1905.) [Vergl. dies. Jahrb. 1903. I. -55-.]

Verf. dehnt seine Studien, die er am Hornblendegranit von Großsachsen begonnen hatte (auf den Hornblendeperidotit von Schriesheim in verwittertem und verlehmtem, und auf den Granit von Eisenbach in verwittertem Zustand aus. Die Einwirkung von KCl-Lösung auf das lufttrockene Gesteinspulver führt auch hier zu dem Resultat, daß an Stelle der in Lösung gehenden Mengen von CaO, MgO und Na_2O eine entsprechende Menge von K_2O an das Gestein übergeht, die durch H_2O nur zum kleinsten Teil wieder in Lösung zu bringen ist. Vorhergehendes Glühen des Gesteinspulvers beeinträchtigt die Reaktionsfähigkeit ganz erheblich.

Behandelt man die durch natürliche Verwitterung mit K_2O angereicherten Gesteine nach der KELLNER'schen oder RUMPLER'schen Methode zur Bestimmung des „zeolithischen Kali", so gehen nur ganz geringe Mengen von K_2O in Lösung. Bei den mit K_2O künstlich angereicherten Gesteinen dagegen wird durch diese Methoden der größte Teil des Kali entfernt; nur ein kleiner Rest, der offenbar in festerer Bindung im Gestein vorhanden ist, kann nicht in Lösung gebracht werden.

O. H. Erdmannsdörffer.

Fr. Slavik: Die Alaun- und Pyritschiefer Westböhmens. (Abh. d. böhm. Akad. Prag. 1904. No. 26. 50 p. Mit 1 Karte, 1 Taf. u. 8 Textfig. Böhmisch. [Deutsch im Bulletin international ders. Akad.].)

Die westböhmischen Alaun- und Pyritschiefer treten im Gebiete zu beiden Seiten der Mies von Pilsen gegen Osten bis zu Pürglitz auf und bilden konkordante Einlagerungen in Tonschiefern, welche präcambrischen Alters sind und die sogen. Etage A—B BARRANDE's (Příbramer Schiefer) zusammensetzen; außer den Tonschiefern treten in derselben Schichtenreihe noch Lager von Kieselschiefern, Kalkschiefern und quarzige Grauwackengesteine, welch letztere sehr verbreitet und auch in den azoischen Schiefern der Umgebung Prags vertreten sind (HELMHACKER's „Diorittuff" und „Porphyrtuff" aus der Modřaner Schlucht und MÁCHA's „wahrscheinlich zur

Etage D zu zählende" Gesteine von Záběhlic bei Königsaal, beides südlich von Prag).

Von den mannigfaltigen Eruptivgesteinen des Gebietes (vergl. dies. Jahrb. 1904. I. -50-) weisen die Effusivgesteine des Spilitkomplexes (Spilite, Variolite, Diabase, Mandelsteine, Labradorit- und Augitporphyrite) einen nicht zu verkennbaren lokalen Zusammenhang mit den Alaunschiefern auf, und für die genetischen Schlüsse ist besonders ihre lagerartige Natur und ihr präcambrisches Alter von Wichtigkeit. Außer den bereits 1902 dafür angeführten Gründen sind besonders zwei neue Funde von Spilitgeröllen bedeutungsvoll: im cambrischen Konglomerat von Tejřovic und im präcambrischen Grauwackenschiefer von Neu-Strašecí.

Die wichtigsten von den 41 angeführten und kartierten Vorkommen von Alaunschiefern sind diejenigen von Hromic nordnordöstlich von Pilsen, wo der Alaunschiefer in einem etwa 50 m tiefen Abraume gewonnen wurde, bei Böhmisch-Neustadtl und Littau (am weitesten gegen Nordwesten vorgeschobene Vorkommen) und von Weißgrün nördlich von Radnic; am letztgenannten Orte allein hat sich die bergmännische Gewinnung bis auf den heutigen Tag erhalten und bietet der Untersuchung günstige Aufschlüsse und mikroskopisch untersuchbares Material. Die Alaun- und Pyritschiefer wechsellagern hier mit Varioliten, dichten Spiliten und Labradorit- sowie Augitporphyriten. Die Variolen sind sowohl von radialer als auch von körniger und zonaler (außen körniger, innen radialer) Struktur. Analysen (J. Friedrich): I. Alaunschiefer, II. fast pyritfreier Augitporphyrit, III. dichter Spilit vom Kontakt mit dem Alaunschiefer, sämtlich vom neuen Stollen oberhalb Weißgrün.

	I.	II.	III.
SiO_2	61,56	48,81	48,79
Al_2O_3	16,15	17,14	21,60
Fe_2O_3	0,83	13,83	13,16
FeO	4,81	0,87	0,97
MgO	1,46	1,84	1,14
CaO	0,84	9,08	3,54
Na_2O	2,12	1,70	1,99
K_2O	3,54	0,92	0,68
H_2O	1,27	3,24	3,25
CO_2	—	0,29	—
P_2O_5	0,25	Spur	Spur
C	3,90	—	1,07
FeS_2	*	1,76	3,47
Cu	Spur	—	Spur
Summe	99,27	99,48	99,66

Die Alaunschiefer sind also durch den (auch mikroskopisch nachweisbaren) Gehalt an Kohlenstoff und an Feldspat neben farblosen Glimmern,

* 2,41 S wurde nicht als FeS_2 berechnet, da ein Teil des Pyrits zu Sulfaten oxydiert ist.

sowie an Spuren von Kupfer charakterisiert, und in den Spiliten gewahrt man am Kontakt, daß sich in den Bestand des Gesteins Kohlenstoff, Pyrit und Kupfer einstellt und die Tonerde zunimmt.

Genetische Betrachtungen. Die Ansicht, welche K. Feistmantel J. G. Forchhammer und G. Bischof entnahm und auf böhmische Alaunschiefer applizierte, daß durch Zersetzung von Meeresalgen die Sulfate zu Sulfiden reduziert wurden, widerlegt sich beim Vergleiche mit der heutigen Sulfidsedimentation im Schwarzen Meere durch den lokalen Zusammenhang der Alaunschiefer mit den spilitischen Eruptionen, bei welchen gewiß die zu einer Sulfidsedimentation notwendige Stagnation nicht eintreten konnte; auch die Armut der Schiefer an Kalkcarbonat spricht dagegen. Der Ursprung des Pyrits ist also in den die Spiliteruptionen begleitenden Thermalquellen zu suchen; zur Antwort auf die Frage, ob die kieshaltigen Schiefer syngenetisch oder epigenetisch sind, ist das Verhalten des Pyrits in den Effusivgesteinen von Wichtigkeit: in den am Kontakt mit Pyrit geschwängerten Labradoritporphyriten enthalten die zersetzten Feldspateinsprenglinge fast gar keinen Pyrit, dieser ist nur in der Grundmasse konzentriert; in den Varioliten mit viel Pyrit meidet ebenfalls dieser (und auch der Kohlenstoff) die Variolen, während die lichten pyritarmen Variolite den Pyrit wieder fast nur in den Variolen enthalten. Es üben also primäre Erstarrungsphänomene in den Eruptivgesteinen auf die Verteilung des Pyrits entscheidenden Einfluß aus, und dies mit dem analytisch nachgewiesenen Kohlenstoff- und Kupfergehalt der Spilite am Kontakt macht die Erklärung sehr wahrscheinlich, daß der Pyrit in den Eruptivgesteinen aus magmatisch resorbierten kieshaltigen Schiefern stammt; da aber die Eruptivgesteine selbst, wie eingangs erwähnt, lagerartig und präcambrisch sind, so wird dadurch die syngenetische Entstehung des Pyrits in den Schiefern die wahrscheinlichste. Dieser Auffassung redet auch die Konkordanz der kieshaltigen Schiefer mit den tauben, der Mangel an Beweisen gegen eine Niveaubeständigkeit, das Fehlen von pyrithaltigen Gängen sowie die Faltung der Kiesschiefer und Kiesharnische in mit Pyrit imprägnierten Spiliten das Wort.

Die Mineralien der Alaunschiefer sind: gediegen Kupfer, verzweigte drahtförmige Aggregate (Hromic, Chotina); Allophan (Chotina), grün, opalähnlich, kupferhaltig; Gips (Hromic) in feinen Nadeln; Melanterit (Hromic, Chotina, Weißgrün) und der neu aufgefundene Ihleit (Hromic, Littau).

Die industrielle Verwertung der Alaunschiefer begann, wie es scheint, schon anfangs des 15. Jahrhunderts oder noch früher, erreichte ihren Höhepunkt Ende der siebziger Jahre des vorigen Jahrhunderts, wo besonders die unter dem Namen böhmische Schwefelsäure bekannte rauchende $H_2S_2O_7$ den Hauptartikel des Exports bildete, ist jedoch seither rapid gesunken, und heutzutage wird nur in Weißgrün aus den Schiefern gewöhnliche Schwefelsäure erzeugt. Über den Gang der Fabrikation von böhmischer Schwefelsäure sowie über die Statistik jener Industrie werden im Schlußkapitel Mitteilungen angeführt. **Fr. Slavik.**

K. Richter: Der körnige Kalk des Kalkberges bei Raspenau in Böhmen. (Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. **54**. 169—213. 1904.)

Verf. beschreibt ein schon lange bekanntes Vorkommen am Kalkberg bei Raspenau auf der böhmischen Nordseite des Isergebirges, welches aber eingehender noch nicht behandelt worden war. Die geologischen Verhältnisse desselben sind wegen des vorgeschrittenen Abbaues nur mit Schwierigkeit zu erkennen.

Verf. bestätigt die Ansicht Krejčí's und Roth's, wonach das ganze Vorkommen konkordant im Glimmerschiefer liegt, der bei NO.—SW.-Streichen ein Fallen von ca. 40° nach NW. besitzt. Im Süden schiebt sich zwischen den Kalkberg und den Granit ein schmales Vorkommen eines gestreiften Gneises, das aber nur aus Lesestücken erkannt wurde.

Der Kalkkomplex selber besteht nach Verf. aus einer dem Glimmerschiefer konkordant eingelagerten Hauptlinse, welche vielleicht von einer oder zwei Nebenlinsen begleitet ist. Die unterste Partie ist, nach den Schichtenwindungen und Verwerfungen zu schließen, ein abgesunkener Teil des Hauptvorkommens. Das Hangende desselben, sowie das Liegende wird von Pyroxengesteinen gebildet, die im Hangenden nach oben zu in Hornblendeschiefer übergehen. Der körnige Kalk selbst, vorwiegend von weißer Farbe, mit kleinen Einlagerungen anders gefärbter Partien: dunkler schwarzer Kalk-, gelblicher Glimmerkalk- und grüner Pyroxenkalkstein, ist deutlich geschichtet. Er zeigt nicht nur im abgesunkenen unteren Teile, sondern auch an manchen Stellen im oberen, im sogen. Wildner'schen Bruch, Zeichen starker mechanischer Beeinflussung: steil aufgerichtete Schichtung, Faltung und Biegung der Schichten, linsenförmige Einlagerung gröberkörniger Partien, die ihrerseits wieder starke Zwillingsstreifung zeigen. Verf. läßt für deren Entstehung zwei Möglichkeiten zu: Zerreißung einer Schicht oder Ausfüllung von durch Pressung entstandenen Hohlräumen, die nachträglich aber wieder einem Druck unterworfen wurden.

Die weiße Hauptmasse des Kalksteins besteht aus wechsellagernden Schichten eines grobkörnigen dolomitfreien oder -armen Kalkes und eines feinkörnigen dolomitischen Kalksteins, mitunter auch Normaldolomitlagen. Der Calcit weist oft eine Zwillingsstreifung zweiter Ordnung auf. An anderen Mineralien treten in diesen Kalken auf: Olivin, Serpentin, Chrysotil, Tremolit, Chondrodit, farbloser Granat, Muscovit, ein optisch positiver, farbloser Glimmer (Achsenwinkel um γ 40—42°, c = γ, zeigt dichte Zwillingslamellierung), Quarz, Chlorit, Spinell, Titanit, Zoisit, Magnetkies, Pyrit und Magnetit, von welchen Olivin und Magnetit vollständig automorph ausgebildet, Serpentin, Chrysotil, Olivin, Quarz, Chlorit, Magnetkies und Pyrit makroskopisch erkennbar sind.

Der Dolomit unterscheidet sich vom Calcit durch mangelnde oder seltenere Zwillingsstreifung und Spaltrisse, geringere Größe, größere Reinheit und Neigung zur kristallographischen Ausbildung.

Die dunklen Kalksteine, gefärbt durch reichlich eingelagertes Erz, führen nur parallel eingestellte Serpentinpartien und optisch positiven

Glimmer. Die dunkle Lage von Normaldolomit, durch vermutlich kohlige Substanz gefärbt, führt nur spärlich Quarzkörnchen und Glimmerschüppchen. Die gebänderten Kalke lassen sich unterscheiden in schwarze (I) und grüne (II), erstere wieder in pyroxenfreie (I 1) und pyroxenhaltige (I 2), letztere in glimmerfreie (II 1) und glimmerhaltige (II 2).

Die Mineralien, die außer Calcit in diesen Gesteinen auftreten, sind, nach ihrem Mengenverhältnis geordnet:

I 1. Olivin, Serpentin, opt. + Glimmer, Magnetkies, Granat, Pyrit, Zirkon, kohlige Substanz.

I 2. Pyroxen (Diopsid-Malakolithreihe), opt. + Glimmer, Olivin, Serpentin, Magnetkies, Muscovit, Apatit, Titanit, kohlige Substanz.

II 1. Olivin, Serpentin, Magnetit, Eisenglanz, Granat.

II 2. Olivin, Serpentin, + Glimmer, Magnetkies, Granat.

Der Pyroxenkalk, im wesentlichen aus Calcit und einem blaßgrünen Pyroxen der Diopsid-Malakolithreihe — mit Spaltrissen nach dem Prisma, nach (100) und (010) — bestehend, zeigt graue Partien, die vorwiegend aus Pyroxen neben einem ungestreiften Feldspat und kleinen Zirkon- und Titanitkriställchen bestehen, ferner dunkle Mineralanhäufungen von obigen Mineralien mit Magnetkiesblättchen, Biotit, Klinozoisit, Epidot, Titanit.

Der Glimmerkalk, von gelblicher Farbe, enthält außer Calcit einen hellbräunlichen Phlogopit als Hauptgemengteil, ferner farblosen Pyroxen, Apatit, sechsseitig begrenzten Magnetkies, Pyrit, Quarz, Feldspat, Titanit und Zirkon.

Silikatische Einlagerungen: je eine im oberen und unteren Bruch, die beide nur sehr wenig erhalten sind und starke mechanische Veränderungen erlitten haben. Die Einlagerung des oberen Bruches läßt verschiedenfarbige braune, glimmerreiche, und grüne, pyroxenreiche Lagen unterscheiden. Erstere sind äußerst reich an Mineralien: außer den Hauptgemengteilen Quarz, Biotit, Sericit und Muscovit noch Magnetkies, Arsenkies, Kupferkies, Zinkblende, Andalusit, Chlorit, farblose, dem Aktinolith nahestehende Hornblende, Turmalin, Titanit, Zirkon, Spinell, Calcit, Plagioklas, Korund und Rutil; letztere: Pyroxen, Quarz, schwachgrüne Hornblende, Magnetkies, Andalusit, Titanit, Klinozoisit, Zirkon, Calcit, Plagioklas. Glimmer fehlt ganz. Die Einlagerung des unteren Bruches, die sehr stark gepreßt ist, ist mineralarm: grüne Hornblende, Biotit, Magnetkies (hier nie idiomorph begrenzt), Titanit, Plagioklas und Quarz.

Von den Übergängen von Amphibolit in Serpentin, wie von dem Streifen roten chloritischen Gneises und Phyllites fand Verf. nichts mehr vor, wohl aber Stücke schwarzen und dunkelflaschengrünen Serpentins, die beide deutlich ihre Entstehung aus Amphibol (bei den grünen aus Tremolit) durch das Auftreten spitzrhombischer Querschnitte als auch noch erhaltener Amphibolpartien mit ihren charakteristischen optischen Erscheinungen erkennen lassen. Diese Serpentine zeigen durch die Umwandlung von den Spaltrissen wie von den Quergliederungen aus Balkenstruktur. Verf.

wendet sich gegen die Behauptung Weinschenk's, daß Amphibol und Pyroxen nur als untergeordnete Gemengteile von Peridotiten der Serpentinisierung anheimfallen. Der schwarze Serpentin enthält noch opt. + Glimmer, Calcit, viel Apatit und unregelmäßige isotrope Partien, vermutlich Opal.

Die hangenden Gesteine. Diese bestehen aus folgenden Gesteinen:

1. Malakolithfels als unterste Partie;
2. Hornblendeschiefer, wechsellagernd mit
3. Feldspatamphibolit;
4. Chloritschiefer, nur in einer Schicht gefunden.

1. Malakolithfels. Außer dem schwach pleochroitischen (a gelb, b und c grün) Hauptgemengteil, einem malakolithischen Pyroxen, treten in diesem Gestein auf: teils primärer, teils sekundärer Calcit, Plagioklas, Epidot, eine zwischen Strahlstein und gemeiner Hornblende stehende Hornblende mit einem häufig fleckig verteilten Pleochroismus (a farblos oder gelblich, b gelb, c bläulichgrün), Chlorit, Zinkblende, Magnetit (z. T. in kristallinischen Partien), Pyrit. In einigen rotgefleckten Stücken treten noch hinzu: roter Granat, Klinozoisit, Skapolith, ungestreifter Feldspat, Zirkon. Blumrich erwähnt noch braunen Granat, Magnetkies und deutlich spaltbare Magnetitkristalle, außerdem schwefelgelbe Krusten eines metavoltinähnlichen Minerals.

2. Hornblendeschiefer. Das vorher beschriebene Gestein geht durch allmähliche Zunahme der Hornblende in deutlich geschieferte Hornblendegesteine über, die mitunter auch in größerer Menge Biotit und Chlorit führen. Die Hornblende gleicht entweder der oben beschriebenen, oder sie steht der gemeinen grünen Hornblende näher, alsdann ist sie größer entwickelt, oft mit vorherrschendem (100). In stark gepreßten Partien ist sie reich an Flüssigkeitseinschlüssen, in ebensolchen und verwitterten Teilen auch reich an pleochroitischen Höfen. Bezüglich letzterer schließt sich Verf. der Ansicht Romberg's an, daß sie auf eine Verwitterung oder eine chemische Verbindung des Einschlusses zurückzuführen ist. In den gepreßten Teilen ist undulöse oder fleckige Auslöschung häufig. An akzessorischen Mineralien treten auf: Epidot, Zoisit, Chlorit, Pyrit und Zirkon, mitunder auch Skapolith. Sekundär entsteht der Calcit aus Hornblende.

3. Feldspatamphibolit. Verf. unterscheidet einen solchen mit gemeiner grüner Hornblende und einen solchen mit einer dem Aktinolith sich nähernden. Ersterer enthält neben der Hornblende, die mitunter isomorphe Schichtung und hier und da größere Auslöschungsschiefe (bis zu 26°) aufweist, einen an Einschlüssen von Amphibol und Apatit reichen ungestreiften, und spärliche aber reine Körner eines fein lamellierten Feldspates, ferner ziemlich reichlich Biotit. Ein Lesestück zeigte große, vielfach zerknickte Hornblendeindividuen, von denen Bruchstücke in die umgebenden Gemengteile (Calcit und Feldspat) gepreßt waren. An untergeordneten Mineralien Skapolith, Magnetkies und Zinkblende, ferner, in Calcit eingeschlossen, ein blaßviolettes, unbestimmtes, vermutlich reguläres Mineral von angeblich hoher Lichtbrechung. Erwähnt sei noch die Be-

obachung von Durchkreuzung zweier Bavenoer Zwillinge. Der zweite Amphibolit enthält keinen Plagioklas, aber reichlich Chlorit.

4. Chloritschiefer. Außer optisch negativem Chlorit mit übernormalen Interferenzfarben enthält er Epidot, Zoisit, Zirkon und dunkelgrüne Hornblende. Ein Lesestück, oberhalb des WILDNER'schen Bruches gefunden, war ein Graphit und glimmerreiche Zwischenlagen führender Tremolitschiefer. Der Glimmer ist optisch +. An akzessorischen Gemengteilen führte es Magnetkies, Korund, Spinell, Apatit, eine serpentinöse Masse, Carbonat, Sillimanit. Korund und Apatit treten in den graphitischen Lagen reichlicher auf, der Graphit zeigt mitunter kristallographische Konturen. Im Liegenden ließ sich ein Übergang des Malakolithfelses in Hornblendeschiefer nicht mehr verfolgen. Vom Hundshübel (nördlich vom Kalkberg) beschreibt Verf. einen Epidotamphibolschiefer und Granatamphibolschiefer. Ersterer führt Zoisit und Zirkon, letzterer Epidot, Calcit und Zirkon als akzessorische Gemengteile.

Die nun folgenden Gesteine der Umgebung sind noch:

Glimmerschiefer. Außer Quarz, Muscovit und Biotit (letzterer häufig unter Sagenitbildung in Chlorit umgewandelt) führt er Andalusit, Turmalin, Apatit, Zirkon und Hämatit. Feldspat fehlt.

Gneisglimmerschiefer. Durch Auftreten von Orthoklas, der meist stark bestäubt ist (Plagioklas fehlt ganz) und Zurücktreten des Biotites geht obiges Gestein in Gneisglimmerschiefer über, in dessen oberen Lagen die schieferige Struktur mehr zurücktritt. Von akzessorischen Gemengteilen sei Korund, Hämatit und Zirkon erwähnt. Der Hämatit ersetzt in einigen roten Lagen den in der weißen Varietät häufigen Chlorit.

Gestreifter Gneis. Derselbe schiebt sich mit einer schmalen Zunge zwischen den Kalkberg und den südlich angrenzenden Granit, findet sich aber nur in Blöcken. Er besteht aus Quarz, Orthoklas, Plagioklas, Muscovit und meist in Chlorit verwandelten Biotit. An akzessorischen Mineralien ist Korund bemerkenswert.

Betreffs Entstehung der Gesteine des Kalkberges spricht sich der Autor für eine solche durch Kontaktmetamorphose, bedingt durch den angrenzenden Granit, aus. Als Hauptgrund für diese Annahme führt er das Auftreten typischer Kontaktminerale (Forsterit, Phlogopit, Chondrodit, farbloser Granat, Spinell etc.) an.

Zum Schluß gibt Verf. noch einige geschichtliche Angaben über die schon vor dem 17. Jahrhundert erfolgte Verwertung dieses Vorkommens. Teils wurde hier Marmor, teils Kalk zum Kalkbrennen gebrochen, teils wurde, und zwar schon im 16. Jahrhundert, später unter WALLENSTEIN, auf Eisenerze gebaut; dieselben wurden in der Nähe auch verhüttet.

C. Hlawatsch.

J. Romberg: Über die chemische Zusammensetzung der Eruptivgesteine in den Gebieten von Predazzo und Monzoni. (Anhang zu den Abhandl. d. preuß. Akad. d. Wiss. v. Jahre 1904. 135 p. 1 Taf. 1904.)

Die Abhandlung zerfällt in drei Teile: die Einleitung (p. 3—15) enthält einen kurzen Bericht über die vom Verf. im Jahre 1903 im Fassa- und Fleims-Tale zur Klärung tektonischer und Altersfragen angestellten Untersuchungen; der im Titel genannte Hauptteil (p. 16—121) bringt zahlreiche neue Analysen und eine kritische Zusammenstellung aller älteren Analysen von Gesteinen des Predazzo- und Monzoni-Gebietes; den Schluß bildet ein „Kurzer Überblick über die Sonderung der Monzonitmagmen" (p. 121—134).

I. Aus der Einleitung genügt es, da eine zusammenfassende Darstellung der Tektonik an anderer Stelle in Aussicht gestellt wird und einige neu aufgefundene Gesteine in dem Hauptteil besprochen werden, folgende Punkte herauszugreifen:

1. das Auffinden einer Eruptionsstelle für die Melaphyrmassen des Monte Agnello, sowie von propylitisierten porphyritischen Gesteinen, jungen Mandelsteinlaven recht ähnlich, in diesem Bergzuge;

2. die Erweiterung des von Hibsch für ein leukokrates Gestein gegebenen Namens Gauteit auf eine Gruppe von Ganggesteinen, die eine Mittelstellung zwischen leukokraten und melanokraten einnehmen (basische Einsprenglinge, saure Grundmasse); sie besitzen Übergänge zu den Bostoniten (Nordwestgipfel des Mte. Agnello im Melaphyr) und zu Camptoniten (Nordfuß des Agnello gegen die Tresca im Kalk; als Einsprenglinge große, unregelmäßig begrenzte barkevikitische Hornblenden, wenig farblose Augite, einzelne Plagioklase und zahlreiche Kryptoperthite in einer aus gerade auslöschenden Feldspatmikrolithen und zersetzten farbigen Gemengteilen aufgebauten Grundmasse enthaltend; wegen hohen Glühverlustes vorläufig nicht analysiert);

3. das Vorkommen von Übergangsgliedern zwischen Essexit und Camptonit, körnige Gesteine, in denen Plagioklas in reichlicher Menge und Größe neben den dunklen Gemengteilen vorhanden ist (relativ große Plagioklasleisten, schmale, intensiv gefärbte Säulen von Titanaugit, wenig barkevikitische Hornblende, viel Erz, akzessorisch farbloser Augit und Olivinpseudomorphosen, Struktur ophitisch in einem 80 cm mächtigen, feinkörnigen Gang im Porphyrittuff nördlich neben dem Nordarm des Val Orca, reicher an Hornblende ein Gang an der Westseite des Val Scandole im Monzonit);

4. das Auffinden ungewöhnlich frischer, aber immer noch 5 % Glühverlust ergebender Camptonitgänge, unter ihnen einer oberhalb der Säge südlich von Forno mit mehrere Zentimeter großen Hornblenden;

5. das Auftreten schwarzer, feinkörniger Gangtrümer eines pyroxenitischen Gesteins im roten Syenit südlich neben Tovo lungo (Ostseite des Mulatto), für das relative Alter von Syenit und Pyroxenit, für das andere Zeichen fehlen, beachtenswert; die Adern bestehen fast ganz aus einem dem Ägirinaugit wohl nahestehenden, gelbgrün zu blaugrün pleochroitischen Augit;

6. die Auffassung, daß die „Granatsalbänder“ an Porphyritgängen (Canzocoli, am Wege zur Tresca) durch Einwirkung der monzonitischen Magmen gleichzeitig auf die älteren Porphyritgänge und den diese letzteren umgebenden dolomitischen Kalk entstanden sind. Sie finden sich nur an Gängen, die in unmittelbarer Umgebung der jüngeren Tiefengesteine im Kalk aufsetzen — auch in unmittelbarer Nähe des Porphyritganges am Kamme der Costa di Viezzena, an dessen Grenzen im kristallinen Kalk (bis 5 cm große Rhomboeder) Granat und Spinell auftreten, wurde eine isolierte Scholle von Monzonit (durch eine jüngere Verwerfung abgeschnitten) gefunden;

7. gangartige Bildungen mit mächtigen Quarzknollen am Wege vom Viezzena-Tal zum Mulatto-Gipfel und nach Forno zwischen 1875 m und 1915 m im Kalk auftretend; es sind verschiedene Gesteine (Melaphyre, jüngere Syenitporphyre, typische Tinguáite und ein Erzgang), die zu recht verschiedenen Zeiten die gleiche Verwerfungszone zum Aufsteigen benutzten;

8. Zeolithbildung (Chabasit beschrieben von Hlawatsch, dies. Jahrb. 1904. I. -145-, Heulanditsphärolithe auf Kluftflächen im Camptonit mit den großen Hornblenden nördlich von Forno) steht im Zusammenhang mit der jüngsten Eruptionsepoche, dem Empordringen der Camptonite.

II. Der Hauptteil vereinigt mit den neuen Analysen alle anderen irgend brauchbaren, die auf Grund der Lokalkenntnis des Verf's in die einzelnen Gruppen eingereiht werden; für jede angeführte Analyse werden die Molekularprozente und die Formel nach Osann berechnet und für jede Gruppe die sich aus dem Durchschnitt der brauchbaren Analysen ergebende Formel festgestellt. Verf. macht hierbei ausdrücklich auf die Vorzüge der Osann'schen Methode aufmerksam, die auf Mängel der Analysen hinweist, klassifikatorisch eine sichere Handhabe bietet, auch Ähnlichkeiten sowie Unterschiede erkennen läßt. Die Tafel gibt die Orte für die Analysen in der Osann'schen Dreiecksprojektion.

Quarzporphyr, keine neue Analyse, Mittel aus drei Analysen: $s_{81,8}\, a_{12,6}\, c_{1,7}\, f_{5,7}\, n_{4,3}\, \delta\, m_{10,0}\, \upsilon\, k_{1,82}$, entsprechend Osann's Typus Kastel (Min. u. petr. Mitt. 20. 403).

Quarzporphyrit, keine neue Analyse, die einzige ältere (Tschermak) unsicher, event. dem Dacittypus Kis Sebes (l. c. 426) nahestehend.

Plagioklasaugitporphyrit und Melaphyr (keine neue, 32 schon veröffentlichte Analysen aus dem Gebiet von Predazzo) können nach Untersuchungen des Verf.'s geologisch getrennt werden; der Melaphyr ist das jüngere Gestein. Es können von jedem Typus einerseits Decken oder Ströme, anderseits Gänge unterschieden werden.

Von fünf auf Plagioklasporphyritergüsse zu beziehenden Analysen bleibt wegen sekundärer Veränderung des Materials der übrigen nur eine auch von Osann ausgewählte von der Masse des Mulatto übrig (l. c. 459), die ihren Platz zwischen dem Basalttypus Ätna und Andesit-

typus Butte Mt. findet; für Melaphyrergüsse fehlt eine brauchbare Analyse. Auch von den zahlreichen Plagioklasaugitporphyritgängen bleibt nur eine (LEMBERG's Melaphyrgang IV am Wege vom Steinbruch (Canzocoli) ins Tal, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 24. 218. No. 27) als Norm übrig: $s_{56,5}\ a_{2,9}\ c_{3,8}\ f_{13,3}\ n_{5,2\gamma}\ m_{8,0\upsilon}\ k_{0,90}$; c und f verschieben sich gegenüber dem Erguß zugunsten von f. Als Melaphyrgänge sind die Gänge von Forno abgetrennt; das Mittel aus drei Analysen: $s_{53,64}\ a_{2,1}\ c_{4,6}\ f_{13,3}\ n_{6,6\beta}\ m_{8,1\upsilon}\ k_{0,85}$, zeigt gegenüber den Porphyriten eine Verschiebung nach dem basischen Pol und steht dem Typus Ätna nahe.

Die neuen Analysen, auf Veranlassung des Verf.'s von M. DITTRICH, zum großen Teil unter Assistenz von R. POHL, ausgeführt, beziehen sich zum weitaus größten Teil auf die Monzonitgruppe und deren Ganggefolgschaften.

Monzonite.

1. Monzonit, normal. Als Normaltypus, die Hauptmasse aller bei Predazzo verbreiteten Monzonite darstellend, wurde das Gestein von der Westseite des Mulatto am linken Avisio-Ufer bei 1051 m an der Brücke südlich von Mezzavalle analysiert, ein mittelkörniges schwarzweißes Gestein, das chemisch und mineralogisch mit BRÖGGER's typischem Monzonit vom Monzoni (OSANN, Min. u. petr. Mitt. 22. 418) übereinstimmt. Für den Begriff „Monzonit" wichtig ist das Ergebnis der Berechnung, daß Kalifeldspat nach der Rechnung auch hier keinesfalls in gleicher Menge wie Plagioklas vorhanden sein kann (vergl. OSANN, Min. u. petr. Mitt. 19. 401); da sich ähnliche Verhältnisse bei Syeniten und bis in die Granitfamilie hinein finden, so muß von einer strikten Abgrenzung der Monzonitfamilie in diesem Sinne abgesehen werden und ein genügender Gehalt von Alkalifeldspat maßgebend sein. Anal. 1.

2. Shonkinitfazies des Monzonits. An sämtlichen Apophysen des Monzonits in Kalk, selten am Grenzgestein selbst beobachtete Verf. eine eigenartige Ausbildung, die BRÖGGER unter Hinweis auf die Ähnlichkeit mit Shonkinit als pyroxenitische Grenzfaziesbildung bezeichnet hatte, die sich aber von den echten Pyroxeniten von Predazzo dem Alter nach, petrographisch und chemisch unterscheidet. Analysiert wurde die Shonkinitfazies eines Monzonitausläufers im dolomitischen Kalk bei etwa 1385 m zwischen mittlerem und oberem Marmorbruche der Forcella (Canzocoli), ein mittelkörniges, schwarz zu lichtgrau gesprenkeltes Gestein mit großen glasglänzenden Kalifeldspaten, welche poikilitisch mit nadelartigen Augitsäulchen durchwachsen sind. Die dunklen Minerale walten vor, der ganze Habitus erinnert an Theralith. Die wesentliche Veränderung gegenüber dem Normalgestein beruht in der Zunahme des Kalifeldspates, der herrschender Feldspat wird, Ersetzung des gewöhnlichen blaßgrünen Augits durch solchen von wechselnder sattgrüner Farbe mit den Eigenschaften der Alkaliaugite (teils völlig Ägirinaugit, teils lichtgraugrüner Kern mit Auslöschungswinkel von 44°, umgeben von sattgrünem Ägirinaugit als Randzone mit dem entsprechenden Winkel von 22°) und Auftreten vieler relativ großer Apatitkristalle. Chemisch

drückt sich dies durch beträchtliche Verminderung von Al^2O^3, geringere bei SiO^2, relativ hohe bei Na^2O, Zunahme bei CaO, K^2O, P^2O^5 aus. Anal. 2.

Da diese Veränderung an das Auftreten der Apophysen im Kalk gebunden ist, muß ein Austausch mit dem Sediment stattgefunden haben; die auswandernden Stoffe finden sich vielleicht in Randzonen von Ägirinaugit in benachbarten Porphyritgängen, die im Kalke von Canzocoli aufsetzen, wie auch überhaupt in den Kontaktmineralien im Kalk wieder, aus dem seinerseits CaO, eventuell auch MgO in den Monzonit eingetreten ist. Vergl. oben I. 6.

3. Lichter Monzonit; Übergang zu Plagioklasit. Analysiert wurde ein mittelkörniges lichtgraues Gestein, wenig nordöstlich der Avisio-Brücke südlich von Mezzavalle, bei etwa 1200 m an der Westseite des Monte Mulatto anstehend, in der Hauptmasse aus derben Plagioklasleisten bestehend mit wenig Kalifeldspat, vereinzelten Quarzkörnchen, lichtgrünem Augit, in kompakte grüne Hornblende übergehend, Biotit und akzessorische Mineralien. Die farbigen Gemengteile enthalten Einschlüsse von Plagioklas. Anal. 3.

4. Biotitaugitdiorit oder Biotitgabbro, eine basische Fazies des Monzonits von Predazzo, ein schwarzgrün zu grauweiß geflecktes mittelkörniges Gestein, bildet Rundhöcker am Nordwestvorsprung der Malgola bei Predazzo, etwa 1350—1390 m. Hauptbestandteile: basischer Plagioklas und lichtgrüner Augit (Auslöschungswinkel 42°); die großen Biotite sind poikilitisch von den übrigen Mineralien durchwachsen, auch der Augit umschließt Plagioklas, akzessorische Mineralien. Die Struktur erinnert an die ophitische der Diabase. Anal. 4.

5. Quarzmonzonit, ein großkörniges, ganz blaßrötlich zu schwarz gesprenkeltes Gestein, das nur an der Südseite des Mulatto (in kleinen Ausläufern bis zum Gipfelkamm) und der gegenüber gelegenen Nordseite der Malgola auftritt; im Monzoni-Gebiet fehlt es in gleicher Ausbildung. Apophysen dieses Gesteins treten im Porphyrit wie im gewöhnlichen Monzonit auf. Analysiert wurde ein großkörniges Gestein, etwa 100 Schritt östlich des Val Caligore (Westschrund), bei etwa 1220 m an der Südseite des Monte Mulatto; es besteht wesentlich aus gleichen Mengen von mikroperthitischem Kalifeldspat und Plagioklas, ferner größeren Quarzkörnern, blaßgrünem Augit, akzessorisch Biotit etc. [Zwei ältere Analysen dieses Gesteins und eine Analyse der Shonkinitfazies galten früher als typische Vertreter des Monzonits von Predazzo und ließen diesen daher saurer erscheinen als er ist.] Anal. 5.

6. Hypersthenmonzonit. Östlich neben dem Quarzmonzonit tritt in ziemlicher Mächtigkeit ein schwarzgraues, kleinkörniges, holokristallinporphyrisches Gestein auf (mit größeren Plagioklasen), das Hypersthen führt und zu Quarzmonzonit somit wohl in einer ähnlichen Beziehung steht wie das ihm verwandte hypersthenführende feinkörnige Gestein zu normalem Monzonit, in das dieser an der Grenze gegen Porphyrit übergeht. Analysiert wurde ein hypersthenführender Monzonit, kleinkörnig, an der Südseite des Monte Mulatto westlich neben Val delle Scan-

dole bei etwa 1195 m anstehend: große Plagioklase und einzelne Augite (manchmal mit Hypersthenkern) werden umgeben von kleinen gedrungenen Plagioklasleisten, unregelmäßigen Kalifeldspatkörnern und relativ reichlichem Quarz, sowie von lichtem Augit (Auslöschungswinkel 44°) und pleochroitischem Hypersthen in gleicher Menge, akzessorisch Biotit etc. Plagioklas tritt als Einschluß im Biotit und sogar im Augit auf. Anal. 6.

7. Syenitischer Monzonit, ein rötlichgraues bis ziegelrotes Massengestein westlich Malga Gardone. Die lakkolithische Hauptmasse wurde nicht analysiert, da sie stark zersetzt ist; frischer, aber auch noch zersetzt, ist eine ziemlich basische Grenzfazies, ein rotgrauer syenitischer Monzonit, holokristallin-porphyrisch, am oberen Wege von Malga Gardone zum Agnello, bei etwa 1750 m, frischere tafelförmige Plagioklaskristalle zwischen rotgefärbten getrübten kleineren Kalifeldspatkörnern und gewöhnlich zersetztem lichtgrünem Augit (Auslöschungswinkel 43°), sowie akzessorische Mineralien. Anal. 7.

8. Theralithähnlicher Monzonit (Nephelinmonzonit). Das Gestein wurde vom Verf. schon früher beschrieben (dies. Jahrb. 1903. II. -68- ff.); die Analyse des Gesteins vom Val dei Coccoletti, Südostseite des Mulatto bei etwa 1390 m wird der Vollständigkeit wegen hier wiederholt. Anal. 8.

Ein **Vergleich der Monzonite von Predazzo mit den Monzoniten des Monzoni** nach den neuen Analysen von Doelter zeigt, daß die lichten Gesteine des Monzoni basischer sind als die von Predazzo und besonders weniger Alkalien enthalten; da anderseits das von Brögger als Norm für Monzonite bezeichnete Gestein mit dem Gestein 1 von Predazzo vollkommen übereinstimmt, ist es nicht ausgeschlossen, daß das der Brögger'schen Analyse zugrunde liegende gekaufte Stück nicht vom Monzoni stammt, sondern aus dem Gebiet von Predazzo.

Zwei vom Verf. im Monzoni-Gebiet neu aufgefundene und auf seine Veranlassung analysierte Typen sind:

9. **Olivinmonzonit in Gängen** in normalem Monzonit; analysiert wurde ein ganz frisches, klein- bis mittelkörniges, schwarz zu grauweiß gesprenkeltes Gestein von einem Gang in gabbroidem Monzonit an der Nordseite der Riccoletta bei direktem Aufstieg zum Gipfel vom Traverselli-Tal bei etwa 2490 m, Monzoni. Frische Olivinkörner und schwach grünlicher Augit (Auslöschungswinkel bis 43°) sind zwischen größeren Plagioklaskristallen eingeklemmt, die von kleineren Plagioklasleisten umgeben werden; einige größere Kalifeldspatindividuen bilden eine Art Untergrund, Biotit in geringer Menge, reichlich Erz etc. Plagioklas ist als Einschluß in Erz, Augit, Biotit zu erkennen; seine Ausscheidung muß vor oder gleichzeitig mit Olivin begonnen haben. Anal. 9.

10. Von den **Kersantit**gängen des Monzoni wurde ein kleinkörniger, wenig holokristallin-porphyrischer Kersantit ganz im Gabbro an der Ostseite des Traverselli-Tales bei

etwa 2200 m analysiert; makroskopisch schwärzlichgrau, durch Biotitreichtum auffallend, zeigt es u. d. M. neben diesen Einsprenglinge von lichtgrünem, von Biotitblättchen durchspicktem Augit (Winkel der Auslöschung 43°) und spärlichem Plagioklas in einer aus Plagioklasleistchen, Biotitstreifen und Augitkörnchen aufgebauten, fluidal angeordneten Grundmasse. Anal. 10.

Von **Pyroxenit- und Peridotitgängen** aus beiden Gebieten wurde analysiert:

11. Pyroxenit, großkörnige Gangmasse, mit feinerem Korn in kleinen Apophysen, im Monzonit; kleine Fahrstraße an der Südwestseite der Malgola bei etwa 1040 m; reich an Magnetit. Das schwarz zu etwas weiß gesprenkelte Gestein besteht in der Hauptsache aus lichtgrünem Augit (Auslöschungswinkel bis 45°), daneben Biotit, wenig Plagioklas (sehr alt), viel Magnetit, auch Apatit und Titanit. Anal. 11.

12. Peridotit-(Wehrlit-)Gang an der Nordostseite des Traverselli-Tales am Nordostfuß der Riccoletta bei etwa 2180 m, Monzoni, in die Ganggefolgschaft des Olivingabbros gehörig. Der Hauptgemengteil ist Olivin, ihm zunächst kommt fast farbloser bis schwach rötlicher Augit (Winkel der Auslöschung bis 43°) mit roher Absonderung nach (100), aber ohne Einlagerungen, Magnetit in großen Körnern, um die sich ein innerer Rand von rötlichen Biotitblättchen und ein äußerer von rotbrauner Hornblende (Auslöschungswinkel 14°) ansetzt. Anal. 12.

13. **Monzonitaplit,** vom Verf. schon früher beschrieben (dies. Jahrb. 1903. I. -415- u. II. -68- ff.); die Analyse, schmaler Monzonitaplitgang im Monzonit, lichtgrau, feinkörnig, etwas porphyrisch, bei etwa 1095 m am Pfad zwischen Val Orca und Canzocoli-Hügel, hier wiederholt. Anal. 13.

Gauteitähnliche Ganggesteine (vergl. oben I. 2) in der Umgebung des syenitischen Massivs am nördlichen Doss Capello umfassen zwei verschiedene Typen: dem Gestein des böhmischen Mittelgebirges kommen die im Melaphyr aufsetzenden Gänge am nächsten, die wegen starker Zersetzung vorläufig nicht analysiert wurden; chemisch untersucht wurde das Gestein dunkler, schmaler, feinkörniger, den Monzonit durchsetzender Gänge, speziell:

14. Lamprophyrischer, gauteitähnlicher Gang im Monzonit im Südarm des Tovo di Vena bei etwa 1640 m gleich oberhalb des kleinen Wasserfalls; Ostabhang der Forcella bei Predazzo. Struktur deutlich holokristallin-porphyrisch: große Plagioklaseinsprenglinge, blaßgrüne Augite (Auslöschungswinkel bis 43°), kleinere poikilitische Biotite werden umgeben von einem Pflaster kleiner Kalifeldspatkörner, Augit, Biotit, viel Erz, etwas Titanit und Apatit. Salband dicht mit scharfer Grenze gegen Monzonit; am Kontakt verschwindet Erz, Augit nimmt die intensiv grüne Farbe der Alkalieisenaugite an und Granat tritt auf. Anal. 14.

Bostonite.

15. Bostonitgang, gelbrötlich, feinkörnig, durch wenig größere Plagioklase etwas porphyrisch, Melaphyr nebst Tuff am nördlichen Doss Capello-Gipfel bei 2266 m durchsetzend; die größeren Plagioklaseinsprenglinge werden hauptsächlich von divergentstrahlig oder etwas fluidal angeordneten, getrübten mikroperthitischen Kalifeldspatleistchen mit wenig Plagioklas umgeben, kleine zersetzte Augitkörnchen, reichlich Erz, auch Kies, etwas Apatit und Titanit. Anal. 15.

Quarzbostonit, keine neue Analyse; Verf. stellt wegen des engen geologischen Verbandes und des mikroskopischen Befundes die „Granitader" Lemberg's am Wege vom Sacina-Tal zur Sforzella, den „roten Orthoklasporphyr"-Gang Doelter's und von Hauer's am Wege zum Agnello hierher. Der Gang setzt höchstens 30 m über der Grenze des syenitischen Monzonits (Anal. 7) gegen Kalk im Kalk auf und sendet schmale Apophysen in einen daneben befindlichen Porphyrit-(Melaphyr-?)Gang. Die Kontaktwirkung ist größer, als sie ein schmaler Gang allein hervorrufen könnte und offenbar auf den syenitischen Monzonit zurückzuführen, in dessen Ganggefolgschaft das Gestein gestellt wird.

16. Als Ganggestein zwischen Kalkbostonit und Dioritaplit (Plagiaplit) vom Monzoni-Gebiete wird ein lichtgrüngrauer feinkörniger Gang an der Westseite des Ostarms des Val Riccoletta bei etwa 2065 m wenig oberhalb der Quarzporphyritgrenze im Monzonit bezeichnet. In dem durch vereinzelte große Plagioklase etwas porphyrischen Gestein bilden schmale Feldspatleistchen (wie in den Bostoniten), hier aber Plagioklase die Hauptmasse, zwischen ihnen liegen kleine farblose Augite (Auslöschungswinkel 41°), ganz vereinzelt auch ein größeres, kristallographisch nicht begrenztes Augitindividuum. Das Gestein ist ziemlich zersetzt. Anal. 16.

Syenitische Gesteine bieten große Schwierigkeiten für ihre Abgrenzung, besonders auch wegen Mangels an frischem Material; analysiert wurde:

17. Riesenkörniger holokristallin-porphyrischer Syenitgang am Nordende des Felstores im Viezzena-Tal, Ostseite des Mulatto bei Predazzo, bei etwa 1560 m etwas oberhalb des Talweges, ein graurötliches bis ziegelrotes mittelkörniges, durch bis 3 cm große Feldspate porphyrisches Ganggestein, das sich zwischen Monzonit und Porphyrit einschiebt und Gänge in beide entsendet. Die großen Feldspate sind Mikroperthit, Augit, in nicht bedeutender Menge vorhanden, steht dem Ägirinaugit nahe, wenig Biotit und Erz, viel Titanit. Quarz fehlt, Nephelin ließ sich nicht nachweisen. Anal. 17.

Ein Vergleich mit den Analysen der Syenite des Monzoni läßt keinen charakteristischen Unterschied erkennen.

Granitit, keine neue Analyse. Das Gestein von Predazzo (gewöhnlich nach der nur an einzelnen Stellen auftretenden Turmalinführung als Turmalingranit bezeichnet) stellt Verf. wegen seines geringen Gehaltes an Biotit zum Granitit, da es wegen seines Gehaltes an basischem

Oligoklas (Analysen von Lemberg) nicht zum Alkaligranit gestellt werden kann.

18. Essexitgang im Monzonit, mittelkörnig, 120 cm breit, 8° NNO. streichend, bei etwa 1590 m an der Ostseite der Porphyrit-Monzonit-Grenzrunse im Ostarm des Val Deserta, Südseite des Monte Mulatto bei Predazzo, stärker zersetzt, als zu erwarten war. Zwischen divergent-strahlig angeordneten Plagioklasleisten liegen viel braune Hornblendenadeln, Reste größerer farbloser Augite, Serpentinpseudomorphosen nach Olivin, tiefbraune Biotitblättchen, Titanit, Apatit, reichlich Erz (meist Kies) und unter den Zersetzungsprodukten Zeolithe, die eventuell auf früheren Nephelin gedeutet werden können, kein Kalifeldspat. Die Hornblende entspricht nicht völlig der barkevikitischen der Camptonite, sie ist lichter, mehr rehbraun zu grünlichbraun, der Winkel der Auslöschungsrichtung steigt bis zu 18°, sie geht in grünlichc, auch farblose Hornblende über und ist jünger als der Plagioklas. Anal. 18.

Nephelinsyenitporphyr, zwei Typen, der eine mit herrschendem Kryptoperthit und Plagioklas unter den Einsprenglingen beschrieben von Osann und Hlawatsch (dies. Jahrb. 1899. II. -385-), der andere mit Einsprenglingen von Kalifeldspat und Nephelin, reicher an diesen Mineralien und ärmer an Plagioklas, vom Verf. beschrieben (dies. Jahrb. 1903. II. -68- ff.), hier als

19. Nephelinsyenitporphyr, Gang im theralithähnlichen Monzonit (Anal. 8) im Val dei Coccoletti (Südostrunse), Monte Mulatto bei Predazzo, bei etwa 1420 m an der Westseite des Haupttales wiederholt. Anal. 19.

Tinguáitporphyr, schwarzgrüne Ganggesteine, im gleichen Vorkommen in die roten „Liebeneritporphyre" übergehend, wurden vom Verf. früher (dies. Jahrb. 1903. II. -68- ff.) beschrieben; die Analyse des Materials vom

20. Nephelintinguáitporphyrgang im Monzonit an der Westseite des Monte Mulatto bei etwa 1530 m in der Runse südlich des Bedovina-Bergwerkes wird hier wiederholt. Anal. 20.

Von den **Camptonit**gängen, den jüngsten bekannten Eruptivgesteinen des Gebietes, von denen Verf. allein bei Predazzo mehr als 100 auffand, erwies sich keiner als frisch genug zur Analyse.

Schließlich enthält der Hauptteil noch die Analyse einer besonderen **Fazies der Plagioklasaugitporphyrite,** bezeichnet als

22[1]. Orthoklasreiche Einlagerung (Gang?) im Plagioklasaugitporphyrit des Monte Mulatto, am Südwestkopf, südwestlich des ersten Südwestgipfels, bei etwa 1865 m am Pfad von Pian delle Mason zum Gipfel. Das Gestein enthält

[1] Im Referat wurden die Originalnummern der Analysen beibehalten und daher der Einlagerung die Nummer 22 gegeben, obwohl die Analyse 21 (Eläolithsyenitporphyr, Viezzena-Tal, Osann und Hlawatsch, dies. Jahrb. 1899. II. -385-) hier nicht mitabgedruckt wird.

zahlreiche Plagioklaseinsprenglinge (wohl Labradorit) und spärliche umgewandelte größere Augite in einer wesentlich aus Feldspatfasern und Kalkspatkörnchen (wohl auch nach Augit) bestehenden Grundmasse. Der hohe Kaligehalt der Analyse (durch zwei Kontrollebestimmungen sichergestellt) zeigt, daß der Feldspat der Grundmasse Kalifeldspat sein muß. Chemisch findet das Gestein sein Analogon in der Shoshonit-Banakitreihe. Anal. 22.

III. Der Schluß beschäftigt sich ausschließlich mit der Sonderung der Monzonitmagmen, da für die älteren Ergußgesteine Quarzporphyr, Quarzporphyrit, Plagioklasaugitporphyrit und Melaphyr die bisher bekannten Tatsachen zur sicheren Feststellung ihrer chemischen Beziehungen zu den Tiefengesteinen noch nicht genügen.

Für Predazzo ausgehend von dem Normaltypus, dem schwarzweißen Monzonit von Mezzavalle, Analyse 1, erkennt man die schlierige Shonkinitfazies Analyse 2 als endomorphe Umwandlung dieses Magmas, während Spaltungsvorgänge aus diesem die nicht analysierte dunkle gabbroartige Fazies und den jüngeren, Apophysen in das dunkle Spaltungsprodukt entsendenden Plagioklasit Analyse 3 hervorgehen ließen. Ein recht basisches Sondermagma ist der Biotitaugitdiorit oder Glimmergabbro Analyse 4, der, da er keinen Kalifeldspat mehr enthält, nicht mehr als Monzonit bezeichnet werden darf; er bildet vermutlich eine Übergangsfazies zu dem basischsten Spaltungsprodukt, dem Pyroxenit Analyse 11, der mehrere Hundert Meter entfernt gleichfalls an der Malgola ansteht. Für die Spaltungsvorgänge charakteristisch ist, daß unmittelbar neben dem Pyroxenit ein plagioklasreiches Gestein ähnlich 3 und darüber ein roter Syenitaplitgang sich einstellt.

Die saureren Spaltungsprodukte sind weiter verbreitet als die basischen. Das wichtigste Vorkommen ist der großkörnige Quarzmonzonit Analyse 5 von der Südseite des Mulatto und der Nordseite der Malgola, der als jüngeres Sondermagma aufzufassen ist; sein saures Restmagma stellen die Monzonitaplite Analyse 13 dar. Nur mit dem Quarzmonzonit zusammen tritt der Hypersthenmonzonit Analyse 6 auf, der mithin als basisches Teilmagma von 5 aufgefaßt werden kann; komplementär sind (nicht analysierte) rote syenitische Gesteine, die gleichfalls im engsten Verbande mit 5 auftreten und eine gewisse Selbständigkeit dadurch bekunden, daß sie von ziegelroten feinkörnigen Syenitapliten, nie von Monzonitapliten durchsetzt werden.

Der riesenkörnig porphyrische Syenitgang Analyse 17, der seltene Repräsentant eines echten Kalisyenits, steht vielleicht im Zusammenhang mit Nephelingesteinen; doch sind die Verhältnisse noch nicht geklärt.

Der theralithähnliche Nephelinmonzonit Analyse 8 setzt im Monzonit auf, könnte also ein direktes Spaltungsprodukt von diesem sein; beide Vorkommen dieses Gesteins machen durch ihre schlierige Zusammen-

setzung den Eindruck kleiner Magmaherde und aus beiden erstrecken sich chemisch abweichende Gänge von Nephelinsyenitporphyr Analyse 19, zu denen vielleicht, wie eine schmale essexitische Ader an der Grenze des körnigen und des porphyrischen Gesteins andeutet, der nicht allzu weit entfernte Essexitgang Analyse 18 komplementär ist.

Nun sind die Nephelintinguáitporphyre Analyse 20 chemisch kaum von 19, die Camptonite chemisch kaum von 18 zu unterscheiden. Wenn auch die größte Wahrscheinlichkeit dafür spricht, daß die Tinguáite und Monchiquite jüngere Äquivalente der älteren Nephelinsyenitporphyre und Essexite sind, so lassen sie sich wegen ihrer großen Menge schwerlich als spätere Nachschübe aus dem eine relativ geringe Masse darstellenden Nephelinmonzonitmagma 8 herleiten. Vielleicht rühren diese Gesteine von einem anderen nephelinsyenitischen Magma im Viezzena-Tale her, auf das Nephelinsyenitaplitgänge hinweisen, von dem dann der Kalisyenit 17 eine nephelinfreie Fazies wäre und mit dem auch der von Osann und Hlawatsch beschriebene Nephelinsyenitporphyr im Zusammenhang stehen könnte.

Jedenfalls dürfen die Tinguáite und Camptonite zur Ganggefolgschaft des Monzonitmagmas gerechnet werden; der Umstand, daß auch im Granit, dem jüngeren Tiefengestein als der Monzonit, Camptonit- (nie Tinguáit-) Gänge auftreten, deutet auf die Möglichkeit hin, daß Granit und Camptonit als komplementäre Spaltungsprodukte eines Monzonitmagmas aufzufassen wären.

Die lakkolithische Masse des Doss Capello, welche im metamorphosierten Kalk unter der Melaphyrdecke erstarrte, besteht in der Hauptmasse aus einem rotgrauen syenitischen Monzonit Analyse 7, der in ein überwiegend Kalifeldspat führendes syenitisches Gestein übergeht. Das Gestein 7 erweist sich durch Aussendung von Apophysen in den gewöhnlichen Monzonit als ein getrenntes Magma, dem als besondere Ganggefolgschaft die Gauteitgänge, der dunkle, aber gegenüber 7 doch noch ein saures Spaltungsprodukt darstellende gauteitähnliche Gang Analyse 14, der Bostonitgang Analyse 15, und Quarzbostonit zukommt.

Soweit für das Monzoni-Gebiet sich die entsprechenden Erscheinungen schon feststellen lassen, gelangt Verf. zu folgender Zusammenfassung:

Ein monzonitisch-dioritisches Magma, das basischer ist als der Normaltypus von Predazzo, weist nach der basischen Seite Sonderungen über Olivingabbro bis zu Pyroxenit und Camptonit, nach der sauren bis zu Quarzsyenit und aplitischen Gängen auf; vereinzelt findet sich ein Tinguáitgang, während größere Vorkommen von Nephelingesteinen, Quarzmonzonit und Granit fehlen. Als neue Ganggefolgschaft stellen sich ein: der zwischen Kalkbostonit und Plagiaplit stehende Gang Analyse 16, der Kersantitgang Analyse 10 und der Olivinmonzonitgang Analyse 9; der Peridotit-(Wehrlit-)Gang

Analyse 12 gehört zweifellos in die Ganggefolgschaft des Olivingabbro und reiht sich dort dem Anorthosit und „Traversellit“ (einem Augitfels) an.

Der für die Vorkommen von Predazzo charakteristische hohe Kaligehalt, der sich durch fast alle Gesteinsserien verfolgen läßt, scheint sie auch von den Monzoni-Gesteinen zu unterscheiden.

In der Analysentabelle p. -69- sind die von Dittrich ausgeführten Analysen durch ein D., die von Dittrich unter Assistenz von R. Pohl durch D. und P. bezeichnet. Bei den schon früher veröffentlichten Analysen (8, 13, 19, 20) werden die Nummern der Analysen eingeklammert.

Milch.

J. Romberg: Zur Würdigung der gegen meine Veröffentlichungen von C. Doelter und K. Went gerichteten Angriffe. (Min. u. petr. Mitt. 1904. **23**. 59—83.)

Streitfragen sind schön und fördern die Wissenschaft außerordentlich, aber sie müssen sine ira et studio behandelt und nur auf dem Boden der Wissenschaft ausgefochten werden. Beides trifft nun hier nicht mehr zu, aber man kann von Romberg nicht behaupten, daß gerade er den Boden wissenschaftlicher Erörterung verlassen hätte, denn man kann sich des Eindrucks nicht erwehren, daß Doelter und seine Schüler sich nicht mit viel gutem Willen dem Studium und der Nachprüfung der Romberg'schen Arbeiten hingegeben haben. Dies wäre aber in einem so schwierigen Gebiet wie am Monzoni ganz besonders von Nöten gewesen. Zum Referat eignet sich natürlich eine solche Polemik nicht, aber für den, der keine Freude daran hat, sie zu lesen, sei bemerkt, daß Romberg nichts von dem, was er gesagt hat, zurücknimmt, daß manche Gegensätze nur durch eine schiefe Auffassung des Mitgeteilten und manche Widersprüche zwischen den beiden Forschern nur in den verschiedenen Definitionen von Gesteinsbegriffen zu liegen scheinen.

G. Linck.

G. A. F. Molengraaff: Notes on our present knowledge of the occurrence of nepheline syenite and allied rocks in the Transvaal. (Transact. Geolog. Soc. of S. Africa. 1903. **6**. Part 5.)

Nephelinsyenit wurde zuerst von Cohen in den Zwartkopjes bei Rustenburg gefunden, später von Wülfing beschrieben und als Foyait bestimmt. Das gleiche Gestein wurde seit 1898 von Molengraaff, Draper u. a. an mehreren Stellen im „Buschveld“ des mittleren und nördlichen Transvaal nachgewiesen. Der Nephelinsyenit gehört zu der Gruppe von Tiefengesteinen, welche Verf. unter dem Namen der „Plutonischen Reihe des Buschveldes“ zusammengefaßt hat und welche einen Flächenraum von ungefähr 23 500 engl. Quadratmeilen bedecken. Sie zeichnen sich sämtlich durch einen verhältnismäßig hohen Natrongehalt aus und bilden einen

	Predazzo																	Monzoni			
	Monzonit, Normaltypus D.	Shonkinit-Facies des Monzonit D. u. P.	Lichter Monzonit-Plagioklasit D. u. P.	Glimmergabbro D. u. P.	Quarzmonzonit D.	Hypersthenmonzonit D. u. P.	Syenitischer Monzonit D.	Nephelinmonzonit D.	Pyroxenit D. u. P.	Monzonitaplit D.	Gauteitähnlicher Gang D.	Bostonitgang D. u. P.	Kalisyenitgang D. u. P.	Essexitgang D.	Nephelinsyenitporphyrgang D.	Nephelintinguätgang D.	Einlagerung im Plagioklasaugitporphyrit D. u. P.	Olivinmonzonitgang D. u. P.	Kersantitgang D. u. P.	Peridotit-(Wehrlit-)gang D. u. P.	Plagiaplit-(Malchit-)gang D. u. P.
	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	11.	13.	14.	15.	17.	18.	19.	20.	22.	9.	10.	12.	16.
SiO^2 . .	52,64	51,13	51,54	47,60	58,38	57,32	53,75	46,47	41,30	66,56	55,52	58,86	62,87	42,91	53,19	55,31	56,79	48,88	50,35	28,65	55,94
TiO^2 . .	1,10	0,97	0,68	1,50	1,01	1,08	0,99	1,21	2,01	0,46	0,81	0,78	0,36	1,70	Spur	0,07	0,68	1,17	1,23	2,55	0,83
ZrO^2 . .	—	—	—	—	0,38	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al^2O^3. .	14,96	12,79	22,46	17,23	16,24	17,35	17,48	18,77	5,19	15,26	17,98	17,24	17,45	16,68	22,57	21,74	18,28	16,99	17,07	2,30	18,17
Fe^2O^3. .	4,44	4,34	3,59	4,31	1,63	3,23	4,56	3,55	14,39	1,97	3,82	5,75	1,19	2,00	1,98	1,77	3,78	4,73	4,58	21,61	1,99
FeO . .	5,63	5,09	2,71	7,20	4,85	4,04	3,71	4,83	9,07	1,64	3,74	1,52	0,79	6,56	1,72	1,02	2,32	6,88	6,49	15,93	1,96
MnO . .	0,22	0,21	0,22	0,23	0,18	0,08	0,17	Spur	0,20	Spur	0,10	Spur	0,20	0,11	Spur	Spur	Spur	0,39	Spur	0,45	0,21
MgO . .	3,92	3,60	1,86	6,07	2,41	2,63	3,20	3,90	10,16	1,15	1,90	1,76	0,76	6,25	0,49	0,47	1,15	4,37	3,50	20,67	1,73
CaO . .	7,82	12,39	9,29	9,70	4,57	5,87	5,82	7,28	14,73	2,09	5,28	2,72	2,81	10,31	2,55	1,57	6,26	10,02	7,70	3,45	9,35
Na^2O . .	3,82	2,58	3,63	2,62	3,98	3,53	3,15	3,73	0,54	3,72	3,86	2,87	4,23	3,39	8,86	8,77	3,14	3,56	3,58	0,63	5,94
K^2O . .	3,98	5,12	2,15	1,74	5,36	4,06	3,71	4,65	1,33	6,38	5,90	6,54	8,87	2,09	6,60	6,49	5,09	2,17	3,12	0,29	1,07
P^2O^5 . .	0,27	1,26	0,46	0,41	0,20	0,17	0,24	0,14	Spur	0,15	0,34	0,39	Spur	0,21	Spur	—	0,91	0,35	0,64	Spur	0,32
Cl . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Spur	0,37	0,60	—	—	—	—	—
H^2O . .	1,17	0,74	1,40	1,36	0,89	0,55	2,14	4,93	0,84	0,57	0,77	1,41	0,34	3,17	1,47	1,94	1,20	0,63	1,45	3,45	1,06
CO^2 . .	—	—	0,12	—	—	—	0,79	0,34	0,18	—	—	0,17	—	4,52 [1]	0,11	0,11	0,61	—	0,47	—	1,45
Sa. . . .	99,97	100,22	100,11	99,97	100,08	99,91	99,71	99,80	99,94	99,95	100,02	100,01	99,87	99,90	99,91	99,86	100,21	100,14	100,18	99,98	100,02
														[1] G.-V. H^2O							
S. . . .	58,69	56,35	59,00	53,19	65,82	64,23	61,94	55,48	44,24	73,99	63,14	67,67	70,92	51,28	61,67	64,11	65,18	54,30	57,36	31,42	63,03
A . . .	6,85	6,26	5,54	3,98	8,06	6,63	6,15	7,71	1,41	8,49	8,43	8,07	10,96	5,36	14,82	14,63	7,14	5,27	6,10	0,82	7,17
C . . .	2,81	1,92	9,44	7,08	2,53	4,65	5,54	5,22	1,75	1,44	3,46	3,32	0,57	6,02	0,57	0,18	5,09	5,64	5,14	0,57	4,74
F . . .	21,86	26,71	10,82	24,50	12,91	13,13	14,56	18,59	49,44	6,08	12,92	9,37	6,02	25,86	6,83	5,10	9,92	23,72	19,86	65,80	13,00
a . . .	4,3	3,6	4,3	2,2	6,9	5,4	4,7	4,9	0,5	10,6	6,8	7,8	12,5	2,9	13,3	14,7	6,4	3,0	3,9	0,2	5,8
c . . .	1,8	1,1	7,3	4,0	2,1	3,8	4,2	3,3	0,7	1,8	2,8	3,2	0,6	3,2	0,5	0,2	4,6	3,3	3,3	0,2	3,8
f . . .	13,9	15,3	8,4	13,8	11,0	10,8	11,1	11,8	18,8	7,6	10,4	9,0	6,9	13,9	6,2	5,1	9,0	13,7	12,8	19,6	10,4
n-Reihe.	5,9β	4,3δ	7,2β	7,0β	5,3γ	5,7β	5,6β	5,5γ	3,8δ	4,7γ	5,0γ	4,0δ	4,2δ	7,1β	6,7β	6,7β	4,8γ	7,1β	6,3β	7,7α	8,9α
m-Reihe.	7,1Φ	5,3χ	8,3υ	8,3υ	7,8υ	8,2υ	8,9υ	7,9υ	7,1Φ	8,3υ	7,8υ	10,0υ	5,3χ	7,4Φ	6,2Φ	6,5Φ	7,4Φ	7,4Φ	7,9υ	9,4υ	5,1χ
k . . .	0,86	0,83	0,94	0,85	0,99	1,03	0,99	0,74	0,72	1,24	0,90	1,05	0,97	0,73	0,64	0,69	1,04	0,82	0,86	0,49	0,96

riesigen Lakkolithen, der sich zwischen die Pretoria-Schichten und den Waterberg-Sandstein eindrängte.

Die Tiefengesteine des Buschveldes lassen deutlich eine bestimmte Anordnung nach ihrem spezifischen Gewichte erkennen. Die stärker basischen Gesteine, d. h. die Norite, Gabbros und Pyroxenite mit enormen Ausscheidungen von Magneteisen, finden sich an der Basis oder an der Peripherie des Lakkolithen. Ihnen folgen Typen von mittlerer Azidität, meist Syenite, speziell der hier besprochene Nephelinsyenit. Die oberen bezw. mittleren Teile nimmt dagegen ein roter Granit mit mikropegmatitoider Struktur ein. Der innerste Kern des Lakkolithen ist augenscheinlich noch nicht bekannt, da die Struktur der roten Granite mehr für ihre randliche Stellung spricht.

Alle bisher aus dem Buschvelde bekannten Nephelinsyenite gehören demselben foyaitischen Typus an; sie enthalten außer einem Natronfeldspat und Nephelin noch Ägyrin, Sodalith oder Nosean und oft ziemlich viel Titanit. Melanokrate Abänderungen fanden sich in Gestalt von Monchiquit- und Camptonit-Gängen, leukokrate werden durch Bostonit und Gesteine, die fast nur aus Nephelin bestehen, vertreten. Porphyrische Ausbildungen, unter denen der schöne Liebeneritporphyr von Roodeplaat besondere Erwähnung verdient, kommen an den Rändern von syenitischen Kuppen als Gänge und Intrusivlager vor. Hingegen haben sich die Pegmatitgänge, die sich anderwärts als so mineralreich erwiesen, im Nephelinsyenit Transvaals bisher noch nicht gefunden. **E. Philippi.**

Frederick H. Hatsch and Geo. S. Corstophine: The petrography of the Witwatersrand conglomerates wits special reference to the origin of the gold. (Transact. Geolog. Soc. of S. Africa. 1904. 7. Part 3. 140—145.)

Die Konglomerate der Witwatersrand-Schichten bestehen aus wohlgerundeten Geröllen, vorwiegend von Quarz, seltener von Quarzit, Tonschiefer oder gebändertem Kieselschiefer, die in einer durch sekundäre Kieselsäure-Infiltration verkitteten Grundmasse von Quarzkörnern liegen. Die Gerölle der Main Reef-Reihe, die für den Bergbau allein in Frage kommt, haben im Durchschnitt die Größe einer Walnuß. Sericit und Talk ist reichlich in der Grundmasse enthalten, besonders dort, wo sie mechanischen Insulten ausgesetzt gewesen ist, außerdem enthält sie, falls sie nicht verwittert ist, reichliche Mengen von Pyrit. Die Pyrite zeigen teils Kristallform, teils treten sie als rundliche Körnchen auf. Diese letzteren sind häufig als abgerollte Kristalle angesehen worden, Verf. konnten jedoch an ihnen in einigen Fällen radial-konzentrischen Aufbau nachweisen und betrachten sie daher als kugelige Kristallaggregate.

Gold ist selten makroskopisch sichtbar, in goldreichen Handstücken aber sehr leicht unter dem Mikroskop zu erkennen. Es findet sich in unregelmäßig-eckigen Partikeln oft an der Peripherie von Pyritkristallen oder zwischen diesen, nie aber in den Kristallen selber.

Drei Theorien sind für die Bildung des Goldes in den Witwatersrand-Konglomeraten aufgestellt worden.

1. Die Konglomerate sind alte Goldseifen.

2. Das Gold war in den Gewässern, in denen sich die Konglomerate bildeten, in Lösung vorhanden und schlug sich gleichzeitig mit deren Sedimentierung durch einen chemischen Prozeß nieder.

3. Das Gold wurde mit den anderen Mineralien, welche sich nun in der Matrix finden (Quarz, Pyrit etc.), dieser durch Lösungen zugeführt, welche in den noch porösen und erst halbverfestigten Konglomeraten zirkulierten.

Gegen die Seifentheorie spricht die außerordentlich feine Verteilung des Goldes in den Konglomeraten des Witwatersrandes; gerade in den Seifen tritt ja das Gold meist in „Nuggetts" oder in verhältnismäßig groben Körnern oder Blättchen auf.

Gegen die zweite, hauptsächlich von Penning und de Launay gestützte Auffassung, nach der das Gold sich gleichzeitig mit der Bildung der Geröllschichten aus einer überlagernden Wassermasse auf chemischem Wege niederschlug, spricht ebenfalls mancherlei. Das Wasser mußte einen schwer erklärbaren Reichtum an löslichen Goldsalzen besitzen; zugleich macht aber das Ausfallen von so fein verteiltem Golde ruhiges Wasser zur Vorbedingung, während die gleichzeitig abgelagerten Gerölle ja nur von stark bewegtem transportiert werden konnten.

So bleibt denn nur die dritte Theorie übrig, nach der das Gold durch spätere Infiltration in die Konglomerate gelangte. Daß der Goldreichtum auf ganz bestimmte Bänke, im wesentlichen auf die Konglomeratlagen der sogen. Main Reef Series beschränkt blieb, dürfte sich mit der Annahme erklären lassen, daß gerade in diesen die reduzierenden Substanzen vorhanden waren, welche den Niederschlag des Goldes herbeiriefen. Welcher Art die reduzierende Substanz war, läßt sich nicht mit Sicherheit sagen. Wahrscheinlich spielten organische Substanzen eine wichtige Rolle, da sich kohlige Substanz häufig gerade in sehr goldreichen Lagen findet. Wohl sicher bestand aber auch zwischen der Bildung des Goldes und des Pyrits ein genetischer Zusammenhang. **E. Philippi.**

A. Lacroix: Note sur la minéralogie de Tahiti. (Bull. soc. franç. de min. **27**. 272—279. 1904.)

Wie bereits frühere Funde vermuten ließen, sind auf Tahiti unter den älteren Gesteinen nephelinhaltige in großer Mannigfaltigkeit verbreitet. Bis jetzt sind folgende beobachtet: Nephelinsyenite mit nach ⟨010⟩ tafeligem Orthoklas und Anorthoklas, Nephelin, Sodalith, barkevikitischer Hornblende, Augit, Erz etc.; Struktur foyaitisch; daneben in Gabbro aufsetzende feinkörnige Gänge mit Nephelin in Kristallen und Biotit statt Hornblende. Nephelinmonzonite, sehr ähnlich denen von Madagascar, anscheinend eine Fazies der vorigen und Übergänge in sie bildend, indem im Syenit basische Plagioklase mit orientierten Umwachsungen

von Orthoklas und Anorthoklas erscheinen. Pegmatitische Varietäten sind sehr nephelinreich, enthalten auch [primären?] Analcim. Als Nephelingabbros werden Gesteine bezeichnet, in denen ein Gemenge von Augit, Biotit und Barkevikit basische Feldspate ophitisch umhüllt, während große Nepheline als jüngster Gemengteil erscheinen; sie enthalten daneben stets reichlich Olivin, große Kristalle von Apatit und Titanomagnetit; sie scheinen Übergänge einerseits in Essexit, anderseits in Hornblendegabbros zu bilden. Von Ganggesteinen sind bisher aufgefunden: Monchiquite, Camptonite und Tinguáite. Die rezenten Gesteine sind basische, limburgitartige Feldspatbasalte; unter ihren zahlreichen Zeolithen wurde auch ein dem Thalit (dies. Jahrb. 1900. II. -30-) ähnliches Mineral beobachtet.

O. Mügge.

Lagerstätten nutzbarer Mineralien.

R. Delkeskamp: Die Bedeutung der Konzentrationsprozesse für die Lagerstättenlehre und die Lithogenesis. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **12**. 1904. 289–316.)

Es ist leider untunlich, auf die bedeutsamen und inhaltreichen Ausführungen des Verf.'s im einzelnen einzugehen. Der Vorgang der konkretionären Ausscheidung in Sedimenten stellt ein Analogon zur magmatischen Konzentration bei den Eruptivgesteinen dar. Wie Klockmann (dies. Jahrb. 1904. I. -399-) in der Kieslagerstätte des Huelvafeldes konkretionäre Ausscheidungen innerhalb eines mit den Bestandteilen des Pyrits geschwängerten, plastischen Tonschieferschlammes erblickt, so wird sich auch für manche andere syngenetische und vor allem für eine Reihe von nicht gangförmigen epigenetischen Lagerstätten eine Mitwirkung chemischer Konzentrationsprozesse erkennen lassen. Die Konzentrationen werden in präexistierende, primäre und sekundäre eingeteilt.

Die präexistierenden gehören nicht eigentlich zu den Konkretionen, weil sie nicht chemische Konzentrationsprodukte darstellen, sondern auf rein mechanischem Wege entstanden sind. Hierher sind die Tongallen im Sandstein, die Dolomit- und Kalkknollen des Rotliegenden und Buntsandsteins, sowie die durch auslesende Sedimentation entstandenen Seifen zu rechnen.

Zu den primären Konzentrationen rechnet Verf. die durch chemische Prozesse gleichzeitig mit dem Nebengestein entstandenen Bildungen. Es gehören hierher die Salzlager, Gipsstöcke, die Bildungen unter Wasser durch Quellenabsatz, Konzentrationen von Kalk-, Baryt-, Phosphat- und Manganknollen, vor allem aber die Bildung von Eisenerzvorkommen (die Sphärosideritlinsen und -Nieren in Tonschiefer, die jurassischen Minetten Lothringens, die Sumpf-, Moor- und See-Erze, auch die Bildung von Schwefeleisen am Grunde des Schwarzen Meeres).

Von größerer Bedeutung sind die sekundären Konzentrationen, d. h. die epigenetischen, nach erfolgter Sedimentation entstandenen. Es

konnte entweder ein primär im Sediment vorhandener Stoff konzentriert werden, oder es konnte eine Wechselwirkung mehrerer Stoffe aufeinander eintreten, die primär vorhanden waren, oder aber erst sekundär infiltriert wurden. So fanden Konzentrationen von Kalk, von Kieselsäure, von Schwerspat, Phosphaten, Gips, von Zink-, Eisen- und Manganerzen statt, bei letzteren besonders auch mit metasomatischen Verdrängungen verknüpft. Auch die Adsorption spielte bei diesen Vorgängen eine Rolle.

Die Konzentrationen auf Kluftflächen endlich sind viel zu verbreitet, als daß sie an Beispielen erläutert werden könnten. Verf. hält diesbezüglich die vermittelnde Form zwischen Aszensions- und Lateralsekretionstheorie für die natürlichste, wenn er auch der Aszensionstheorie das Übergewicht einräumt. **A. Sachs.**

J. Schmut: Oberzeiring, ein Beitrag zur Berg- und Münzgeschichte Steiermarks. Leoben 1904. 81 p.

Eine Geschichte des 1893 wieder zum Erliegen gekommenen Zeiringer Bergbaues. **A. Sachs.**

A. Gesell: Montangeologische Aufnahme auf dem von der Dobsinaer südöstlichen Stadtgrenze südlich gelegenen Gebiete. (Jahresber. d. k. ungar. geol. Anst. f. 1902. Budapest 1904. 120—133.)

Die aus Gneis, Glimmerschiefer, Chloritschiefer, untergeordnet auch aus fossilienführenden carbonischen Sandsteinen aufgebaute, von Graniten, Dioriten, Dioritporphyriten und Porphyroidschiefern durchsetzte Gegend von Dobsina (Dobschau) ist ein altes Bergbaugebiet, wo einstens Kupfer-, Quecksilber- und Silbererze gewonnen wurden und wo gegenwärtig auf Siderit lagergängen Eisenerzbergbau betrieben wird. Da eine Wiederbelebung der ehemaligen Erzgruben nicht ausgeschlossen ist, wird gewissermaßen zur Orientierung eine darauf bezügliche Urkunde aus dem Jahre 1690 wörtlich, unter Beibehaltung der alten Schreibweise mitgeteilt.

Katzer.

A. Habets: L'Industrie minérale en Bosnie-Herzégovine. (Revue univ. des Mines etc. 8. 1904. 670. Mit 3 Taf.)

Die Abhandlung ist ein eingehendes, ungemein klar und instruktiv gehaltenes Referat über die für den Montanisten interessantesten Abschnitte der Exkursion des IX. internationalen Geologenkongresses durch Bosnien und die Herzegowina, an welcher Verf. teilgenommen hatte. Sie schließt sich hauptsächlich an des Referenten „Führer“ an, berücksichtigt aber auch die ältere Literatur, welcher namentlich auf die Bergbaue und Hütten bezügliche Angaben, Analysen u. dergl. entlehnt werden, und fügt manche eigene Beobachtungen und lehrreiche vergleichende Hinweise bei. Die Tafeln enthalten eine Reihe orientierender Kärtchen, Profile und Skizzen.

Katzer.

J. U. Jowanowitsch: Bergbau und Bergbaupolitik in Serbien. (Heft XXIV von Ebering's Rechts- u. staatswissenschaftl. Studien. Berlin 1904. Mit 2 Karten.)

Das die Förderung des serbischen Bergbaues bezweckende Buch bietet eine orientierende Übersicht der nutzbaren Lagerstätten Serbiens, die sich, abgesehen von der allgemeinen geographisch-politischen Einleitung und den auf die Gesetzgebung, Verwaltung und Produktion des Bergbaues in Serbien bezüglichen Schlußabschnitten, ganz und gar auf die vorzügliche, in geologischer sowohl als lagerstättenkundlicher Hinsicht viel eingehendere Schrift von Dim. J. Antula: Revue générale des gisements métallifères en Serbie (veröffentlicht aus Anlaß der Weltausstellung in Paris 1900 in serbischer und französischer Sprache) stützt. Auch diesem Antula'schen Werk ist ein kurzer Abriß der in Serbien geltenden berggesetzlichen Bestimmungen, verfaßt von P. A. Ilitsch, angehängt. Es ist jener Abschnitt, welcher in Jowanowitsch's Buch eine wesentliche Erweiterung erfährt, während der den Geologen und Lagerstättenforscher zunächst interessierende Teil nur eine abgekürzte Wiedergabe der Ausführungen Antula's ist.

Nach einer kurzen Übersicht der Geologie Serbiens werden einzeln besprochen: die alluvialen Goldlagerstätten, die Golderzgänge im kristallinischen Gebirge, in Gabbros und verwandten Gesteinen, in trachytischen Massen; die Vorkommen von Quecksilber, Blei, Zink, Kupfer, Arsen, Antimon, Chrom, Eisen, Mangan, von Pyrit, Schwefel, Graphit, von bituminösen Schiefern, Stein- und Braunkohlen, ferner einige technisch nutzbare Gesteine und schließlich Mineralquellen. Die eingefügten Analysen, welche durchwegs Antula's Werk entnommen sind, beziehen sich in vielen Fällen offenbar auf ausgewählt hochhältige Erzproben, was namentlich von jenen Golderzen gilt, die angeblich pro Tonne 210, 250 und bis 400 g Gold enthalten sollen.

Eine sehr willkommene Beigabe des Buches dürfte für viele Leser die im Maßstab 1 : 750 000 ausgeführte geologische Karte von Serbien sein, welche eine zarter gehaltene, aber, da auf eine andere topographische Unterlage übertragen, vielleicht im Grenzverlauf der Systeme nicht gleich genaue Kopie der zweiten Auflage (1893) der bekannten geologischen Übersichtskarte Serbiens von J. M. Žujowitsch ist, die dadurch weiteren Kreisen zugänglich wird. **Katzer.**

Jul. Steinhausz: Der Goldbergbau Nagyág. (Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenw. 1904. No. 14.)

In geologischer Hinsicht geht die Abhandlung über das von anderwärts Bekannte nicht hinaus und in der Bezeichnung des Eruptivgesteines, welches die Gegend von Nagyág hauptsächlich aufbaut und worin die Erzgänge aufsetzen, herrscht keine Übereinstimmung zwischen Text und dem auf einer Tafel beigegebenen geologischen Kärtchen, den Profilen und Grundrißskizzen, indem es bald Dacit, bald Trachyt genannt wird. Eingehender und instruktiv sind die montanistischen Verhältnisse behandelt.

Die Gänge streichen nahezu südnördlich und fallen steil teils östlich, teils westlich ein. Ihre Mächtigkeit wechselt von 1 cm bis zu 1 m; die Gangart ist bei den älteren, sylvanithaltigen und daher goldreicheren Gängen Quarz, besteht aber bei den jüngeren, vorwiegend Nagyágit führenden, ärmeren Gängen aus Karbonaten: Manganocalcit, Rhodochrosit, Dolomit, Calcit. Die Erzmittel sind in den Gängen unregelmäßig in Linsen und Butzen verteilt, die sich anscheinend säulenförmig aneinander reihen. Am reichsten sind die Erzgänge im mittelfesten Gestein. **Katzer.**

A. J. R. Atkin: The Genesis of the Gold-Deposits of Barkerville (British Columbia) and the Vicinity. (Quart. Journ. Geol. Soc. **60**. 389—393. London 1904.)

Die Goldregion von Cariboo befindet sich im Umkreise von 20 englischen Meilen von Barkerville und ist auf eine Zone von verschiedenen kristallinen Gesteinen beschränkt, die unter dem Namen „Cariboo-Schiefer" bekannt sind. Diese sind offenbar klastischen Ursprunges und wurden von A. Bowman dem unteren Paläozoicum zugerechnet. Fast die ganze Schieferzone ist mit Ausnahme der Berggipfel vom Glazialdiluvium bedeckt. Die Quarzgänge gehören alle einem einzigen Typus an, obwohl die Verwerfungen der Gegend zwei verschiedene Systeme bilden. Die Haupteigentümlichkeiten dieser Quarzgänge sind folgende: Sie folgen dem Streichen, aber nicht regelmäßig dem Fallen der sie einschließenden Schiefer. Die Gangart besteht aus milchweißem Quarz, ähnlich dem, der an den nuggets in den Flußseifen gefunden wird. Von Erzen treten Pyrit und etwas silberarmer Bleiglanz auf, selten Kupferkies und Zinkblende. Der Durchschnittsgehalt an Pyrit übersteigt nicht 6 %. Einige der Pyrite sind goldreich, andere goldarm. Alle „reefs" zeigen wenig oxydierte Erze, einige gar nichts davon. Verf. schließt daraus, daß die gegenwärtigen Aufschlüsse noch jung sind.

Die Gangspalten sind bei der Aufrichtung der Schiefer entstanden. Das Gold ist in sie durch aufsteigende Gewässer hineingeführt worden. Alle „reefs" enthalten Gold in mehr oder minder großen Mengen; doch sind diese im Verhältnis zu dem Seifengold sehr unbedeutend. Immerhin kommen in den meisten Gängen einzelne goldreiche Aufschlüsse vor. Die Konzentration des Goldes an diesen Stellen vollzieht sich auf doppelte Weise, erstens durch Auslaugung der Pyrite, wobei das Gold zurückbleibt und das Gestein sich so relativ daran anreichert, zweitens durch Auflösung des Goldes an anderen Stellen des Gesteines in Ferrisulfatlösungen und durch Präzipitation auf dem Pyrit.

Von weiteren Einzelheiten über das Vorkommen des Goldes in den „reefs" und Seifen möge nur noch hervorgehoben werden, daß Verf. das Auftreten von zweifellos nicht abgerollten Gold-Nuggets in Seifen, in deren Nähe sie nicht ihren Ursprung haben können, dadurch zu erklären sucht, daß sie in einer löslichen Gangart, nach ihm vermutlich Kalkspat, ein-

geschlossen gewesen seien. Durch Auflösung des Kalkspates an der Stelle der sekundären Ablagerung sei dann das Gold überhaupt erst freigelegt worden. **Wilhelm Salomon.**

Uranpecherz in Sachsen. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **12**. 1904. 328.)

Auch auf der sächsischen Seite des Erzgebirges ist Uranpecherz viel vorgekommen und kommt noch vor, wenn auch nur als Ganggemengteil edler Silbermineralien, z. B. bei „Himmelsfürst" und „Himmelfahrt" zu Freiberg, bei „Weißer Hirsch", „Wolfgang", „Massen", „Gesellschaft", „Daniel" und „Siebenschleen" zu Schneeberg.

Im Vogtlande ist es bei „Himmelfahrt" und „Grummetstadt" mit gediegen Wismut und Zinnerz zusammen vorgekommen. „Himmlisch Heer" bei Annaberg lieferte 1869 für 1400 Taler Uranpecherz. „Alte drei Brüder" im Kiesholze zwischen Wolkenstein und Marienburg lieferte ehedem Uranpecherz. Das wichtigste sächsische Vorkommen ist jetzt das bei „Vereinigt Feld" im Forstenberge zu Johanngeorgenstadt. Vor einigen Jahren wurden die Johanngeorgenstädter Erzabbaue auf dieses Erz eingestellt und auf Wismutgewinnung beschränkt, doch ist die Wiederaufnahme nunmehr geplant. **A. Sachs.**

R. Beck: Über die Erzlager der Umgebung von Schwarzenberg im Erzgebirge. (Jahrb. f. d. Berg- u. Hüttenw. im Königr. Sachsen auf d. Jahr 1902, A 51—87; 1904, A 56—96.)

Die ehedem sehr zahlreichen Gruben in der Gegend von Schwarzenberg stehen jetzt bis auf einige, in welchen Verf. Beobachtungen anstellen konnte, außer Betrieb. Der Aufzählung und Beschreibung der Vorkommnisse liegen deshalb hauptsächlich die Zusammenstellungen F. Schalch's (Erl. z. d. Sekt. Schwarzenberg und Johanngeorgenstadt d. geol. Spezialk. v. Sachsen) und vor allem die schon im Jahre 1849 begonnenen, meistens handschriftlich in den Akten der Freiberger Bergakademie niedergelegten Untersuchungen Hermann Müller's zugrunde. Daran schließen sich mikroskopische Untersuchungen, welche der Aufklärung der Entstehungsart dieser Erzlager dienen sollen. Mit H. Müller ist Verf. der Ansicht, daß die Erze von jetzt noch nachweisbaren Gängen und Klüften her in fertige, kontaktmetamorphe Gesteine eingewandert seien. Als solche werden Gänge der kiesigen Bleiformation und vor allem auch der Silberkobaltformation, stellenweise auch Zinnerzgänge genannt, während die Erzlager Zinkblende, Pyrit, Magnetkies, Kupferkies, Arsenkies und Arseneisen, seltener silberarmen Bleiglanz und stellenweise viel Magnetit und mitunter Mineralien der Zinnerzgänge enthalten.

Das Nebengestein der Schwarzenberger Erzlager bilden nach Schalch granat- oder feldspatführende Muscovitschiefer und besonders auch Gneisglimmerschiefer, welche Kalksteinlager eingeschaltet enthalten und deshalb für regionalmetamorphe Sedimente gehalten werden. Sie gehören dem Glimmerschieferkomplex an, welcher den Schwarzenberger Augengneis

— nach Verf.'s Ansicht ein primär gestreckter Granit — mantelförmig umlagert und von der Phyllitformation überdeckt wird. Das Ganze durchbricht ein jüngerer Granitstock; er hat die Gesteine seiner Umgebung kontaktmetamorph verändert. Nach Schalch ist der die Erzlager umschließende Glimmerschieferkomplex in seiner normalen Entwicklung aus hellen Muscovitschiefern, Quarzglimmerschiefern und Quarzschiefern, feldspathaltigen bis feldspatreichen biotitführenden dunklen Gneisglimmerschiefern und Gneisen, Muscovitgneisen, dichten Gneisen, Amphiboliten und Kalksteinen zusammengesetzt. Die Amphibolite bestehen besonders aus grüner Hornblende und Granat, daneben aus Salit, Feldspäten, Quarz, Glimmer, Zoisit, Epidot, Chlorit, Eisenkies, Magnetkies, Magnetit, Titaneisen, Titanit, Eisenglanz und Apatit. Die Erze endlich sind unmittelbar gebunden an Einlagerungen von Salit-, Granatfels- und Strahlsteinmassen. Sie liegen ringförmig in zwei konzentrischen Zonen um die Augengneiskuppel und damit auch um den diese durchbrechenden jüngeren Granit; es werden gegen 40, z. T. heute noch abgebaute Vorkommnisse aufgezählt und mehrere ausführlicher beschrieben.

„Gelbe Birke" am Fürstenberg. Das bis 2 m mächtige Hauptlager ist in Gneisglimmerschiefer eingelagert, welche durch Übergänge mit Muscovitschiefer verbunden sind, und besteht in der Hauptsache aus einem Lager von strahlsteinartiger Hornblende mit bis 1 m mächtigen Bänken und Linsen von Kalkstein. Der in der Hornblende unregelmäßig verteilte Epidot wird als Umwandlungsprodukt derselben aufgefaßt, da er z. T. an Durchklüftungen gebunden ist; ebenso ist die Hornblende selbst aus Salit entstanden. Der nur stellenweise vorhandene honiggelbe Granat wird gleichfalls als ein Umwandlungsprodukt aus Salit betrachtet, welcher in grüne Hornblende, Quarz und Granat zerfallen wäre. Der Granat ist optisch anomal. Der feinkörnige Kalkstein enthält Schmitzen und Schüppchen von Muscovit, der Zirkon umschließt, von Granat, Quarz, Titanit, Graphit und opake Erze.

Die in dem Hornblendegestein hauptsächlich auftretenden Erze: Kupferkies, Zinkblende und Bleiglanz sind nach Verf. samt Quarz in die Lagermasse von schmalen Klüften aus eingewandert, welche selbst taub oder nur schwach erzführend sind. Die Imprägnation der Massen hätte demnach auf eine Entfernung von 10 m zu beiden Seiten der Klüfte stattgefunden. Als Beweis für diese Einwanderung gilt dem Verf. die Anschauung der Bergleute, welche dort reiches Erz erwarten, wo solche Klüfte das Lager durchsetzen, die Tatsache, daß man wirklich zu beiden Seiten einer nur wenige Zentimeter mächtigen Kluft reiche Mittel bald von Kupferkies, bald von Blende angetroffen hat und der Umstand, daß in den Strahlsteinmassen die genannten Erze als die zuletzt ausgeschiedenen Bestandteile in Erscheinung treten. Helvin, Magnetit und Zinnstein sind als gelegentliche Bestandteile der Lager bekannt.

Auf der Neue Silberhoffnung Fundgrube im Groß-Pöhlaer Lagerzug sind Salitgesteinslager samt mächtigeren Kalksteinlagern an Gneisglimmerschiefer gebunden und stellenweise mit Bleiglanz und Blende

in wechselnden Verhältnissen durchwachsen; außerdem tritt Magneteisenerz in dem Salitfels z. T. in solcher Menge auf, daß sich ein 2,5 m mächtiges Magneteisenerzlager entwickelte, zu dem in größerer Teufe ein zweites, 1,5—2 m dickes hinzukommt. Dieselben wurden in den letzten Jahren abgebaut. Auch hier wird die sulfidische Vererzung in Zusammenhang mit Quetschzonen und Verwerfungsklüften gebracht; eine solche war ein 0,3—0,4 m mächtiger Quarzflußspatgang mit spärlichem Arsenikalkies, längs deren das untere Magneteisenerzlager auf 8 m Entfernung hin mit Arsenikalkies durchwachsen ist. Stellenweise liegt der Amphibol in strahligen Aggregaten in dem Mineral eingebettet. Das Magneteisenerz tritt gleichfalls als jüngere Abscheidung inmitten der Salitmassen auf; Magnetit in ∞O, Helvin, Greenockit, Kieselzinkerz, Kalkspat und Braunspat sind auf Klüften und Drusen vorgekommen. Gänge von feinkörnigem Syenit und Glimmerdiorit durchsetzen Kalkstein und Erzlager.

Ein weiteres Magnetitlager wurde im XVIII. Jahrhundert auf der Grube Engelsburg bei Groß-Pöhla abgebaut. Die Verwachsungsart zwischen dem Magnetit und Salit, wobei der erstere die Lücken zwischen dem letzteren ausfüllt und beide in eckig umrandeten Partien ineinander greifen, deutet Verf. dahin, daß der Magnetit jünger sei als der Pyroxen, letzteren verdrängt und korrodiert habe. Auch der im übrigen frische, doppelbrechende Granat soll nach Verf.'s Ansicht durch das Erz so weit korrodiert worden sein, daß jetzt teilweise nur noch „stark korrodierte, scharfeckige Reste" davon inmitten desselben vorhanden sind. Ob der Salit auch durch die Bildung des Granats korrodiert worden ist, wagt Verf. nicht zu entscheiden.

Die Mineralogie der Erlanfelslager von Erla ist durch Schalch genauer bekannt geworden. Am Paulus-Knochen ist das Lager mit brauner Blende, Bleiglanz, Schwefelkies und Kupferkies durchwachsen. Nach H. Müller folgte der alte Bergbau auf diese Erze einigen den Erlan durchsetzenden Gängen.

Weniger ausführlich werden die Lager von Frisch Glück, der Grube Herkules, Himmlisch Heer usw. am Fürstenberg behandelt, bezüglich deren Mineralführung zumeist auf die Angaben H. Müller's und Schalch's zurückgegriffen wird. Dasselbe gilt für die Crandorf-Globensteiner Lagergruppe und den Lagerzug südöstlich am Zigeunerberge bei Pöhla. Von der Titusgrube und anderen Stellen um Crandorf werden Zinnerzgänge erwähnt.

Die Schilderung der Sulfidlager am Graul bei Raschau konnte nach unveröffentlichten Aufzeichnungen H. Müller's erfolgen. Es sind zwei 2—4, bezw. 6 m mächtige Kieslager; das letztere besteht aus vier durch 0,2—1,5 m mächtige Glimmerschieferlagen getrennten „Trümern", Glimmerschiefer bildet das Nebengestein der Lager, welche flach einfallen und seinerzeit 400 m weit im Streichen verfolgt worden waren, ohne daß sie sich ausgekeilt hätten. Die Lager bestehen hauptsächlich aus Pyrit, Arsenkies und Strahlstein, unter anderen untergeordneten Bestandteilen gibt Müller auch Zinkblende und Magnetit, Naumann Salit und Magnetkies an. Diese

Erzführung der Lager soll nach H. Müller's und des Verf.'s Ansicht von einer Imprägnation seitens der sie durchsetzenden Kobalt-Silbererzgänge herrühren. Diese letzteren führen Quarz, Schwerspat, Flußspat, Kalkspat, als hauptsächliches Erz Speiskobalt, ferner Glaserz, gediegen Silber, Rotgültigerz, Markasit, Pyrit, seltener Rotnickelkies, Arsen, Wismut, Kieselwismut, Sprödglaserz usw. Allerdings findet es auch Verf. immerhin merkwürdig, „daß als seitliche Imprägnationen fast nur die Erze der kiesig-blendigen Bleierzformation auftreten, obwohl sie gerade in den Gangspalten selbst eine nur untergeordnete Rolle spielen. War, wie bereits H. Müller zu fragen sich veranlaßt sah, zur Zeit der Bildung der eigentlichen Kobalt-Silbererzformation die Empfänglichkeit der sogen. Grünsteinlager für die Befruchtung mit Erz [? Ref.] schon erloschen?"

Die Manganmulmlager des Grauls, welche in inniger Beziehung zu dem dortigen Quarzbrockenfelsgang stehen, sind, wie dieser, schon ausführlicher von H. Müller (Die Erzgänge des Annaberger Bergrevieres. Erl. z. geol. Spezialk. v. Sachs. 1894) beschrieben worden. Dieselben enthalten Kobalt (bis über 2 %), wahrscheinlich in der Form von Asbolan, sowie Wismut als gediegen Wismut, Wismutocker und Kieselwismut. Eine von W. Funk ausgeführte Analyse des Mulms der Grube Gottes Geschick ergab: MnO_2 69,45, Fe_2O_3 7,60, CoO 1,50, NiO 0,57, CuO 0,19, Bi_2O_3 0,04, Ag 0,012, As_2O_5 1,12, H_2O 14,12, Quarz 5,53, CaO, BaO Spuren; Sa. 100,13.

Das Kieselwismut bildet als Agricolit schöne lichtgelbgrüne, radialstrahlige, bis 1 cm breite, Kluftflächen überdeckende Rosetten und ist nach Kolbeck's Untersuchung phosphorsäurehaltig, indem dem Mineral wohl phosphorsaures Eisen beigemengt ist. Nach älteren Beobachtungen Frenzel's scheinen auch Pseudomorphosen von Eulytin in winzigen Kriställchen aufzutreten. Krusten von Mixit und Kriställchen von Skorodit sind ferner zu erwähnen. Nach Verf.'s Ansicht, welche sich auf die neueren bergmännischen Aufschlüsse und Bohrprofile stützt, sind die Mulmlager am Graul durch denselben Vorgang entstanden, welcher auch die der Eisen-Manganerzformation angehörigen Quarzbrockenfelsgänge erzeugte, und nichts anderes als seitlich der letzteren durch die gangfüllenden Lösungen umgewandelte Nebengesteinspartien. Neben solchen auf primärer Lagerstätte befindlichen Erzen kommen auch Mulme auf sekundärer Lagerstätte vor, wohin sie durch Bachläufe jüngerer und älterer Zeit transportiert worden sind.

Im zweiten Teile der Arbeit erfahren die Erzlager des Breitenbrunner Lagerzugs eine um so ausführlichere Behandlung, als der neuerdings wieder in Angriff genommene Bergbau auf der Grube St. Christoph zu wiederholten Beobachtungen Anlaß gab. Die Lager gehören verschiedenen Horizonten an; sie finden sich nahe der oberen Grenze des kristallinen Schiefergebirges gegen die Phyllite hin völlig konkordant eingelagert inmitten der Muscovit- und Gneisglimmerschiefer und teilweise im Kontakthof des westlich gelegenen Eibenstocker Granitmassivs.

Für eigene Beobachtungen des Verf.'s bot der jetzige Bergbau auf

dem Breitenbrunner Hauptlager, auf welchem die Grube St. Christoph baut, Gelegenheit und seine für die Entstehung der Schwarzenberger Lager überhaupt gewonnene Auffassung stützt sich besonders auf die Deutung der dortigen Verhältnisse. Das Lager ist auf 1200 m Länge und stellenweise bis zu 300 m Teufe erschlossen worden. Es besteht in der Hauptsache aus einem magnetitführenden Granat-Amphibol-Pyroxengestein, in welchem in ungleichmäßiger Verteilung Zinkblende, Pyrit, Magnetkies, Kupferkies, Arsenikalkies, Bleiglanz und Zinnstein nebst Gangarten vorkommen. Entsprechend der im Streichen und Fallen wechselnden Erzführung haben auch die auf dem Lager arbeitenden Gruben zu verschiedenen Zeiten verschiedene Erze gefördert. Beck führt auch hier die Erzführung auf eine Imprägnation seitens durchsetzender Gänge von sehr verschiedenem Charakter zurück. Zum großen Teile sind es Silbererzgänge mit Silberglanz, Rotgültigerz, gediegen Silber, Speiskobalt, daneben Fahlerz, Bleiglanz, Pyrit, Kupferkies, gediegen Wismut mit Quarz und Flußspat; der wichtigste gehört der kiesigen Bleiformation an und enthält außer gelegentlichen Silber- und Kobalterzen Kupferkies, Arsenikalkies und Zinkblende. Das Vorkommen von Zinnerz steht im Zusammenhang mit Zinnerzgängen. Die Magneteisensteine, selbst häufig mit Sulfiden durchwachsen, sowie letztere treten besonders gegen das Liegende des „Grünsteinlagers“ auf. Im allgemeinen ist die Einlagerung eine parallelstreifige, häufig aber auch eine putzenförmige. „Überall erstrecken sich die größeren Abbaue längs der Kreuzlinien zwischen den Erzgängen und dem erzführenden Gesteinslager“, woraus Verf. den Schluß zieht, daß von den Gängen her bis zu einer beiderseitigen Erstreckung von 40 m das Gestein mit Erzen imprägniert worden sei[1]. Bald waltet Arsenikalkies, bald Zinkblende, Kupferkies oder Magnetkies vor. Während in den Jahren 1881—1892 auf dem Christopher Lager nur Magneteisenstein bis zu einem Höchstbetrage von 856 t (1883) gefördert worden war, hat sich der Bergbau der letzten Betriebsperiode seit 1901 fast nur mehr mit der Gewinnung von Arsenikalkies befaßt.

Zahlreiche Mineralien sind von Breitenbrunn bekannt geworden.

Eine etwas zinkblendehaltige Probe von Salit ergab neuerdings F. Hoffmann folgende Zusammensetzung: SiO_2 54,04, CaO 23,57, FeO 6,35, MnO 0,13, Al_2O_3 1,31, MgO 14,07, Zn 0,45, S 0,26; Sa. 100,18.

Auf der Grube St. Margarethe am Eisenstübel wird das Lager von Uranpecherz, Uranocker und Kupferuranit führenden Bleiglanzgängen durchsetzt, die 1904 wieder in Abbau genommen wurden.

Wegen einer großen Anzahl weiterer Lager des Breitenbrunner Lagerzugs, des Unverhofft Glücker Lagerzugs bei Antonsthal, die in der Hauptsache nach den älteren Beobachtungen H. Müller's beschrieben werden, solcher nordwestlich und nördlich von Schwarzenberg, wie der

[1] Auf die sehr naheliegende Möglichkeit, daß bei Schwarzenberg der Bergbau wie auch sonst schon aus technischen Rücksichten den Klüften und Gangspalten gefolgt sein mag und deshalb längs der letzteren die Erzmittel angefahren wurden, geht Verf. nicht ein. Ref.

zinnerzführenden Lager zwischen Aue, Bockau und Lauter, und einiger anderer aus dem weiteren Bereiche des Erzgebirges (z. B. die Smirgellager bei Bockau und Schneeberg und vom Kupferhübel) sei auf das Original verwiesen.

Die Entstehungsweise der Schwarzenberger Erzlager, denen nach Verf.'s Auffassung diejenigen von Pitkäranta in Finnland, von Kallmora in Schweden und diejenigen im kristallinen Schiefergebirge des Riesengebirges mehr oder weniger analog sind, wird folgendermaßen gedeutet: Ursprünglich bestand ein „Lagergestein" von Granat-Salitfels, seltener von körnig-kristallinem Kalkstein oder Dolomit. Indessen ist nur ein Teil des Granats mit dem Salit gleichaltrig. Aus letzterem sind, wahrscheinlich ohne Stoffzufuhr, hervorgegangen: Granat z. T., Amphibol, Chlorit, Epidot und grobblättriger Kalkspat; später eingewandert sind außer Magnetit Zinkblende, Bleiglanz, Kupferkies, Magnetkies, Eisenkies, Quarz, Arsenikalkies, Zinnstein, Flußspat, seltener Molybdänglanz, Eisenglanz, Apatit, Turmalin und Axinit. Die erzführenden Lager sind an keinen bestimmten Horizont gebunden, sondern treten von der Gneis- bis zur Phyllitformation, mit Vorliebe allerdings in der kalksteinreichen Glimmerschieferformation und fast ausschließlich im Kontaktbereich des jungen Granites oder doch so auf, daß man eine Beeinflussung des Gesteins durch nahegelegene unterirdische Granite annehmen darf. Mit Dalmer (Zeitschr. f. prakt. Geologie. 1897. p. 267) wird das Granat-Pyroxengestein als Kontaktgestein betrachtet und die Erzansiedelung einschließlich des Magnetits auf die Nachbarschaft des Granites zurückgeführt. Mit dessen Intrusion hat schon Dalmer nicht nur das Auftreten des Zinnerzes, des Eisenerzes, sondern auch die Bildung der mannigfachen in der Umgebung der westlichen erzgebirgischen Granitstöcke auftretenden Erzgänge in Zusammenhang gebracht. Dalmer hält die Schwarzenberger Erzlager für pneumatolytische Imprägnationen, die sich von Spalten aus vollzogen haben. **Bergeat.**

Topographische Geologie.

H. Schardt: Les Préalpes Romandes (Zone du Stockhorn-Chablais). Un problème de géologie alpine. (Bull. Soc. neuch. de Géogr. 11. 1899. 28 p. 1 Taf.)

In dieser Antrittsvorlesung gibt Verf. eine gedrängte Übersicht über die Eigentümlichkeiten der Geologie der Voralpen und ihres ganzen Auftretens und entwickelt seine Theorie von dem Ursprung dieses merkwürdigen Stückes der Alpen. Der Inhalt der Schrift stimmt im wesentlichen mit dem der ausführlichen Arbeit des Verf.'s „Les régions exotiques du versant Nord des Alpes suisses" (vergl. dies. Jahrb. 1900. I. -87-) überein. Wer sich über die Schardt'schen Ideen von der Entstehung der Voralpen-Klippenzone rasch orientieren will, nehme diesen Vortrag zur Hand. Er ist dazu sehr gut geeignet. Die beigefügte Tafel mit Profilen und Karte ist der genannten Abhandlung entnommen. **Otto Wilckens.**

E. Haug: Les régions dites exotiques du versant nord des Alpes suisses. Réponse au Dr. Schardt. (Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat. (4.) **35**. 114—161.)

Verf. erhebt eine Reihe von Einwürfen gegen die Auffassung von der Natur und Entstehung der exotischen Gebiete am Nordrand der Schweizer Alpen (Chablais, Freiburger und Berner Voralpen, Klippen), der Schardt Ausdruck verliehen hatte („Les régions exotiques du versant nord des Alpes suisses [Préalpes du Chablais et du Stockhorn et les Klippes], leurs relations avec l'origine des blocs et brèches exotiques et la formation du Flysch". Vergl. dies. Jahrb. 1900. I. -87-).

Nach einer einleitenden Übersicht über die bisher zur Erklärung des Auftretens der Voralpen aufgestellten Hypothesen und nach Berichtigung einer Reihe von Mißverständnissen, die Schardt in bezug auf die Ideen des Verf.'s untergelaufen sind, geht Haug daran, die Beweise zu entkräften, die von Schardt dafür angegeben sind, daß die Voralpen eine von Süden gekommene, ihrer jetzigen Umgebung fremde Schubmasse darstellen. Es handelt sich dabei teils um stratigraphische, teils um tektonische Erwägungen.

Schardt's Thesen:

„1. Es besteht ein auffallender Gegensatz zwischen den Ablagerungen in den Voralpen und den gleichaltrigen in den benachbarten Gebieten (Kalkhochalpen),
2. in der zentralen oder südlichen Zone der Alpen finden sich beinahe alle sedimentären Ablagerungen der Voralpen,
3. auf der Nordseite der Alpen gibt es keine den Sedimenten der Voralpen gleiche oder ähnliche Ablagerungen in situ

stellt Haug folgende Sätze entgegen:

1. Der Gegensatz zwischen den Ablagerungen der Voralpen („vindelicische Serie") und den gleichaltrigen der Kalkhochalpen („helvetische Serie") ist an ihrer Berührung viel weniger auffallend, als behauptet worden ist. Es gibt viele Ausnahmen von diesem Gegensatz und der Vergleich mit ähnlichen Fällen zeigt, daß es sich nicht um einen Schub von weit her zu handeln braucht.
2. In der zentralen und südlichen Zone der Alpen fehlen beinahe alle Sedimente der Voralpen, und umgekehrt fehlen in diesen die charakteristischsten Sedimente der Südalpen.
3. Es gibt auf der West- und Nordseite der Alpen und sogar im Jura sehr viele Sedimente in situ, die mit solchen der Voralpen identisch oder ihnen ähnlich sind.

Nach einem Hinweis darauf, daß Schardt keine bestimmte Zone als Ursprungsort der Voralpen angibt, sondern ihre Wurzel bald im Briançonnais, bald in der Monte Rosa-Zone, bald in den südlichen Kalkalpen sucht, vergleicht Verf. in eingehender Weise die Faziesverhältnisse jeder einzelnen in den Voralpen vertretenen Formation mit denen in den übrigen Westalpen und im Jura. Aus diesem Vergleich ergeben sich ihm die eben angeführten drei Thesen. Folgende Ablagerungen, die in den Voralpen eine

mehr oder weniger große Verbreitung besitzen, finden sich z. B. südwärts der Kalkhochalpenzone nicht:

Posidonienschiefer, schwarze Schiefer des „Aalenien", Dogger mit *Cancellophycus,* toniges Callovien, Birmensdorfer Schichten, Kalk des oberen Jura in der Fazies des Rhone-Beckens, Berrias-Schichten, Valanginien mit verkiesten Ammoniten.

Folgende charakteristische Ablagerungen der südlichen Alpen fehlen in den Voralpen und den nordschweizerischen Klippen:

Alpine Trias mit Cephalopoden, rotes Toarcien, *Aptychus*-Schiefer des Doggers, rotes Tithon (Ammonitico rosso).

Man kennt endlich auf der West- und Nordseite der Alpen, in den Kalkhochalpen und z. T. im Jura folgende, in den Voralpen in gleicher Fazies auftretende Ablagerungen:

Gryphäenkalk des unteren Lias, Posidonienschiefer, oolithisches und spätiges Bajocien, Bathonien mit *Mytilus,* Callovien in toniger Ausbildung, Birmensdorfer Schichten, oberen Jura mit Cephalopoden, denselben in koralligener Fazies, Berrias, Valanginien mit verkiesten Ammoniten, weiße obere Kreide.

Selbst ein abrupter Fazieswechsel an der Grenze von Vor- und Kalkhochalpen würde noch nicht die ferne Herkunft der Voralpen beweisen, denn solche plötzliche Fazieswechsel kommen oft vor, und es ist eine bekannte Tatsache, daß an solchen Grenzen besonders gern Brüche auftreten, aus denen dann Auf- und Überschiebungen hervorgehen können. In Wahrheit bilden aber die Voralpen in mehrfacher Hinsicht einen Übergang zwischen dem jurassischen und dem alpinen Faziesgebiet.

Während Schardt annimmt, daß die äußere Randzone der Voralpen und die innere („Paßzone") eine unterirdisch zusammenhängende Überschiebungsdecke darstellen, die eine zweite, die der mittleren Voralpen, trägt, stellt Haug sich die zonare Anordnung der Fazies als das Produkt folgender Verhältnisse vor: Eine zur Triaszeit an der Stelle der Voralpen bestehende Geosynklinale wurde in der Jurazeit durch eine Geantiklinale längs geteilt. Daher finden sich in der axialen Region (mittlere Voralpen) Spuren von Trockenlegung und Flachseeabsätze. Im Neocom begann die Geantiklinale zu verschwinden und das Meer der oberen Kreide bedeckte das ganze Gebiet mit gleichmäßiger Tiefe.

Obwohl Verf. durchaus nicht prinzipiell die Möglichkeit so großer Überschiebungsvorgänge, wie Schardt sie für die Voralpen annimmt, leugnen möchte, so scheinen ihm doch folgende Umstände gegen das Vorhandensein derselben in den Voralpen zu sprechen:

1. Das Fehlen eines Stirnscharniers, d. h. eines oder mehrerer antiklinaler Scharniere am Stirnrande der vermeintlichen Schubmasse, wie sie sonst oft an Überschiebungsmassen auftreten, die aus liegenden Falten hervorgehen. Schardt nimmt allerdings an, daß die Voralpen nach vollendeter Überschiebung dort gefaltet sind, wo sie sich jetzt befinden.

2. Das Fehlen eines ausgequetschten Mittelschenkels, eines Analogons des Lochseitenkalkes. Schardt nimmt allerdings an, daß die ganzen Vor-

alpen durch ihre Schwere auf ihrer triadischen Unterlage in ihre jetzige Lage gerutscht sind.

3. Man kennt nicht die „Wurzel“ der Voralpen. Verf. sucht im einzelnen nachzuweisen, daß man sich keine der alpinen Zonen südlich der Kalkhochalpen als Herkunftsort der Voralpen denken kann.

4. Die Existenz der tertiären Unterlage ist unbewiesen. Nirgends sieht man in den zentralen Teilen der Voralpen Flysch zutage treten. [Die Wiedergabe der Einzelheiten dieses Abschnittes würde über den Rahmen eines Referates herausfallen. Ref.]

5. Die Beschaffenheit des Tertiärs. Es ist schwer, sich vorzustellen, wie der Flysch gleichzeitig älter sein soll als die Voralpenschubmasse, die auf ihm liegt und doch gleichaltrig, da das Material der Voralpen zu seiner Sedimentation verwandt ist.

Verf. denkt sich die Voralpen als zusammengesetzten Schuppenfächer („éventail composé imbriqué“). Seine Achse wird durch die Rodomont-Synklinale gebildet. Die davon westlich liegenden Falten sind nach NW., die östlichen nach SO. übergelegt. Mehrfach entwickeln sich aus den Falten Faltenüberschiebungen. Die Flächen derselben fallen gegen die Fächerachse ein. Der Fächer ist nicht symmetrisch, da die mittleren Voralpen eine breitere nach NW., eine schmalere nach SO. übergelegte Zone aufweisen.

Die Voralpen sind nicht eine von Süden gekommene Schubmasse, sondern sie befinden sich da, wo ihre Sedimente abgelagert sind, und wurzeln in der Tiefe. Ihr südlicher Rand ist auf die Kalkhochalpen helvetischer Fazies hinaufgeschoben und die Schweizer Klippen sind durch Erosion isolierte Reste dieses übergeschobenen Randes der nordöstlich vom Thuner See unter der Molasse verborgenen oder in dieser aufgearbeiteten Fortsetzung der Voralpen. **Otto Wilckens.**

H. Schardt: Encore les régions exotiques. — Réplique aux attaques de M. Emile Haug. (Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat. (4.) **36.** 147—169.)

Haug's Einwürfen (vergl. das vorhergehende Ref.) gegenüber hält Verf. seine Auffassung von dem exotischen Ursprung der Voralpen in vollem Umfange aufrecht.

Nach einem Hinweis darauf, daß es erst einer genauen Erforschung der Alpen bedarf, ehe man die Wurzel der Voralpen in einer bestimmten Zone feststellen können wird, geht Verf. seinerseits die Faziesverhältnisse der in den Voralpen vertretenen Formationen durch, um aufs neue nachzuweisen, daß die Voralpen ihren Ursprung südlich der Kalkhochalpenzone haben müssen, und daß sich im speziellen an der Grenze zwischen den Voralpen und der helvetischen Region keinerlei Übergänge zwischen irgendwelchen gleichaltrigen Ablagerungen der beiden Gebiete feststellen lassen. Die Voralpen stellen in stratigraphischer Hinsicht eine ihrer Umgebung fremde Masse dar. [Wegen der Einzelheiten muß die Arbeit selbst zu Rate gezogen werden.]

Ebensowenig wie den stratigraphischen Argumenten Haug's vermag Verf. den tektonischen desselben Autors irgendwelche Beweiskraft zuzusprechen. Das Fehlen eines Stirnscharniers sagt gar nichts; ein solches würde eher gegen den weiten Schub der Voralpen sprechen. Ebensowenig beweist das Fehlen eines ausgequetschten Mittelschenkels etwas gegen die Auffassung des Verf., der ja nie behauptet hat, daß die Überschiebung der Voralpen aus einer liegenden Falte hervorgegangen sei (wie Haug auch selbst bemerkt). Die Voralpendecke ist entweder durch ihr eigenes Gewicht ins Gleiten auf einer geneigten Unterlage gekommen, oder durch die in der Tiefe erfolgte Auftürmung mächtiger Falten in der Zentralzone der Alpen. Mit ihrem ruhigen, nur am Nord- und Südrande und in der Gastlosenkette in Überschiebungen übergehenden Faltenwurf steht die Voralpendecke in auffallendem Gegensatz zu den liegenden Falten der Dent-du-Midi, der Dents-de-Morcles und des ganzen Nordrandes der Berner und Glarner Alpen. Das sind nicht die Effekte desselben Mechanismus. Eng verkettet sind diese beiden Erscheinungen — die Überschiebung der Voralpen und die Bildung dieser liegenden Falten — allerdings wohl jedenfalls. Denn vom Serraval-Tal bei Annecy bis nach Grabs am Rhein folgen die Voralpen und Klippen derselben Flyschzone, die ihrerseits im Süden vom Stirnrande einer mächtigen liegenden Falte begrenzt wird, deren Ausmaß an der Dent-du-Midi 4, in den Glarner Alpen aber mehr als 30 km beträgt. Der antiklinale Rand dieser liegenden Falte liegt tiefer als ihre Wurzel, sie neigt sich also von Süden nach Norden. Die Entwicklung einer solchen Falte kann nur in der Weise vor sich gegangen sein, daß der hangende Schenkel über den liegenden hinglitt, daß sich der Stirnrand beständig erneuerte, indem er zum liegenden Schenkel wurde, während der hangende sich weiter vorschob, so daß schließlich die auf ihm liegenden Massen am Stirnrand ankamen. Zuerst wurde die Voralpenmasse auf das helvetische Faziesgebiet geschoben, dann entwickelte sich in diesem die große liegende Falte, die bei ihrem in der angedeuteten Weise erfolgenden Vorrücken nach Norden die auf ihr liegenden Voralpen mit sich nahm und sie allmählich an ihren Stirnrand beförderte, wo dieselbe dann auf den Flysch zu liegen kam, der sich während ihres Transportes aus ihren Zerstörungsprodukten angehäuft hatte.

Daß man keine „Wurzel“ für die Voralpen kennt, ist unwichtig. Vielleicht ist die ganze Voralpenmasse aus ihrer ursprünglichen Lage weggeglitten, ohne daß irgend ein Stück von ihr dort geblieben ist; auch kann die Wurzel durch Metamorphismus und Erosion bis zur Unkenntlichkeit entstellt sein.

Alle Tatsachen sprechen dafür, daß die ganzen Voralpen auf einer Tertiärunterlage ruhen. Bewiesen könnte das werden durch ein Bohrloch, etwa im Simmen- oder Sarine-Tal, für dessen Herstellung wohl noch einmal die Zeit kommen wird, „wenn die Kanonen in Werkzeuge zur Erforschung der Wunder der Erdkruste umgewandelt werden“.

Wenn die Voralpen heute den Anblick eines Schuppenfächers gewähren, so liegt das daran, daß sie nach ihrer Überschiebung durch eine

S.—N. wirkende Kraft gefaltet wurden, wobei die gewaltige Masse der mittleren Flyschzone die Rubli-Falten und Spielgerten-Schuppen gegen Süden überlegte, während sonst die Überlegung nach Nordwesten in den Voralpen die herrschende ist.

Die Überschiebung der Voralpen hat nach der Ablagerung des Nummulitenkalks begonnen und ist während der Flyschbildung und Miocänzeit weiter vorgeschritten. Erst nach dieser Epoche wurden die Voralpen und die Klippen, die damals wohl schon durch die Erosion zerstückelt waren, auf den Flysch geworfen. Das ist die Ansicht des Verf.'s. Strikte beweisen kann er dieselbe nicht, aber ebensowenig hat Haug sie zu widerlegen vermocht. **Otto Wilckens.**

G. de Lorenzo: Lo scoglio di Revigliano. (Rend. Accad. di Napoli. Cl. sc. fis. e mat. (3.) **10.** Napoli 1904. 399.)

Die an der Sarno-Mündung am Meere liegende kleine Klippe Revigliano, die rings von vulkanischen Massen umgeben ist, besteht aus stark zerrüttetem Kreidekalk, analog der Sorrentiner Halbinsel. **Deecke.**

I. C. Russell: Geology and water resources of the Snake River Plains of Idaho. (Bull. U. S. Geol. Survey. **199.** 1902. 192 p. 25 Taf.)

Die Snake River Plains sind ein im allgemeinen flacher Landstrich, der sich, von zackigen Bergketten eingerahmt, in einem nach Norden geöffneten Bogen durch das ganze südliche Idaho zieht. Die Länge dieses halbmondförmigen Bogens beträgt etwa 350 engl. Meilen bei 50—75 Meilen Breite; er wird in seiner ganzen Längsausdehnung vom Snake River durchflossen. Von weitem gesehen gewähren die Snake River Plains das Bild einer Alluvialebene; in Wirklichkeit setzen aber flach gelagerte Lavaströme ihren Untergrund zusammen.

Die Gebirge, welche die Snake River Plains einfassen, bestehen aus alten Gesteinen: Graniten, Rhyolithen, Quarziten und Kalken; den jüngsten Horizont stellen vermutlich die Kalke dar, denen ein carbonisches Alter zugeschrieben wird. Wahrscheinlich schon im Mesozoikum wurden diese Gesteine stark disloziert und zu hohen Bergketten zusammengeschoben. Ein Fluß, der Ahne des heutigen Snake River, durchzog sie und schuf ein weites Tal mit zahlreichen Verästelungen. Zur Miocänzeit wurde, wahrscheinlich durch eine Bewegung der Erdrinde, dieses Flußsystem zu einem Riesensee, dem Lake Payette Lindgren's, aufgestaut. Noch bevor der See verschwand, begannen gewaltige Ausbrüche von basaltischer Lava; sie setzten sich fort, als Lake Payette bereits abgeflossen war, und erst vor sehr kurzer Zeit hat die vulkanische Tätigkeit in den Snake River Plains ihr, möglicherweise nur vorläufiges Ende erreicht.

Die Snake River Plains sind keine absolute Ebene. Kegel, die sich aus losem Material aufbauen, flache breite Buckel aus kompaktem Basalt

und Reste älterer rhyolithischer Vulkane erheben sich über die flachen Lavafelder, und diese werden wiederum von den Cañons des Snake River und seiner Nebenflüsse zerschnitten. Dem Laufe des Snake River entsprechend steigen die Ebenen gegen Osten zu an; hier beträgt ihre Meereshöhe etwa 6000′, während sie im Westen auf 3000′ sinkt, die Randberge erhen sich dagegen bis zu 10000′.

Man hat bei den riesigen Lavafeldern der Snake River Plains bisher fast immer an Spaltenergüsse gedacht. Lindgren's und des Verf.'s Beobachtungen bestätigen diese Auffassung nicht. Es sind vielmehr zahlreiche isolierte Ausbruchsstellen sowohl in den Ebenen selbst wie in den Randbergen anzunehmen. Nur in wenigen Fällen wird die Lage des Eruptionskanales durch einen Aschenkegel bezeichnet; meist wölbt sich über ihm ein flacher Lavakuchen ohne Krater, dessen Durchmesser an der Basis bis zu 10 engl. Meilen betragen kann. Die jüngsten Ergüsse gehören der historischen Zeit an und datieren wahrscheinlich nur 100—150 Jahre zurück.

Die Lavafelder sind über weite Strecken von einem hellgefärbten Sediment bedeckt, das weder durch Verwitterung der basaltischen Lava entstanden noch von Flüssen abgelagert sein kann. Es ist ein sehr feinkörniger Quarzsand mit Beimengung von Kalk und etwas organischer Substanz (also dem Löß ähnlich), der vom Winde aus den Randgebirgen und aus den Tertiärgebieten des südwestlichen Idaho herbeigetragen worden ist. An anderen Stellen bilden sich unmittelbar unter der Oberfläche Kalkausscheidungen, welche das lockere Gesteinsmaterial zu einer Breccie verkitten (ähnlich wie an sehr vielen Punkten im Innern von Südafrika). Es handelt sich zweifellos um ein „Ausblühen“ des kohlensauren Kalkes, das dadurch hervorgerufen wird, daß kalkbeladenes Wasser zur Oberfläche steigt und dort rasch verdunstet.

Vielfach hatte bis vor kurzer Zeit die Erosion durch fließendes Wasser in den Snake River Plains fast ganz aufgehört und die Gewässer flossen unter einer mehr oder minder dicken Schuttdecke dem Auge verborgen zu Tal. Seit etwa 25 Jahren hat sich dies geändert und neuerdings schneiden an vielen Punkten die Bäche rasch in die Alluvialbildungen ein, so daß bereits Cañons von bis zu 15′ Tiefe entstanden sind. Dieser merkwürdige Wechsel hängt mit der Masseneinführung von Schafen zusammen, welche die Grasnarbe zerstört und dadurch frische Angriffspunkte für die Erosion geschaffen haben.

Der zweite Abschnitt der Arbeit beschäftigt sich mit der Frage der Wasserversorgung, die für Idaho von ganz besonderer Wichtigkeit ist. Auf Einzelheiten kann hier nicht eingegangen werden, es genügt zu betonen, daß die hier gegebenen Anregungen auch für andere trockene Landstriche von großer Bedeutung sein dürften.

Zahlreiche sehr schön ausgeführte Abbildungen nach photographischen Aufnahmen schmücken die wertvolle Arbeit. **E. Philippi.**

B. Willis: Stratigraphy and structure, Lewis and Livingston Ranges, Montana.

Die hier mitgeteilten Tatsachen betreffen die sogen. Front Ranges von Montana, die beiden östlichsten Ketten der Rocky Mountains zwischen den großen Ebenen im Osten und dem Tale des North Fork of Flathead im Westen. Sowohl die östliche Kette, Lewis Range, wie die 8—15 Meilen westlich von ihr gelegene Livingston Range bestehen der Hauptsache nach aus geschichteten Gesteinen von sehr hohem Alter. Dawson hat auf canadischem Gebiete in ihnen Cambrium, Carbon und Trias erkennen wollen, Verf. aber kann in ihnen nur Algonkian ersehen.

In der Reihenfolge von unten nach oben werden hier unterschieden:

1. Altyn limestone. Unten massige, dunkle Kalke, 800′, oben tonige, eisenreiche und daher rotgefärbte, sehr dünnschichtige Kalke, 600′.
2. Appekunny argillite. Dunkle, dünngeschichtete Tonsteine mit Wellenfurchen, in Wechsellagerung mit weißen Quarzitbänken, 2000′.
3. Grinnell argillite. Dunkelrote, schieferige, zuweilen sandige Tonsteine mit Wellenfurchen und Trockenrissen, 1000—1800′.
4. Siyeh limestone. Dunkle, dickbankige Kalke, mit Tonstein wechsellagernd. Bildet oft steile Mauern. 4000′.
5. Sheppard quarzite. Gelbe, eisenschüssige Quarzite, 700′ ±.
6. Kintla argillite. Dünngeschichtete, kastanienbraune Tonsteine und Quarzite mit Wellenfurchen, Trockenrissen und Steinsalzpseudomorphosen, 800′.

Sehr bemerkenswert ist, daß das unterste Glied dieser algonkischen Schichtenreihe, nämlich der Altyn-Kalk, Fossilien enthält; es sind dies Bruchstücke von sehr dünnen Krebspanzern, welche von Walcott als *Beltina Danai* beschrieben wurden. Auch der Siyeh-Kalk enthält Fossilreste, die wahrscheinlich auf Krebse bezogen werden müssen. Innerhalb der ganzen, 10 700′ mächtigen Schichtenreihe des Algonkians herrscht Konkordanz.

Massige Gesteine treten gegenüber den Sedimenten zurück; ein weithin sichtbares Band von intrusivem Diorit ist dem Siyeh-Kalk eingelagert, ein effusiver Diabas bedeckt dieses Formationsglied.

Carbonische Kalke mit der reichen Fauna von St. Louis kommen im Westen der Front Ranges vor; den Untergrund der Great Plains östlich von ihnen bildet jedoch die Kreide, in der die Dakota-, Benton- und Laramie-Stufe erkannt werden konnten. Unteres Tertiär ist durch keinerlei Ablagerungen vertreten; in dieser Periode bildete sich die älteste und höchste Peneplain der Great Plains, die sogen. Blackfoot p., welche die dislozierten Schichten der oberen Kreide durchschnitt und deren Spuren auch noch in den Rocky Mountains erkennbar zu sein scheinen. Jungtertiäre Seeablagerungen sind auf das Tal des North Fork beschränkt. Präglazial sind die Kennedy high gravels, grobe Schotter, welche ausgedehnte Bänke bis zu 900′ über dem Niveau der heutigen Flüsse bilden. Die Glazialbildungen sind dadurch kompliziert, daß am östlichen Gebirgsrande das große östliche Inlandeis mit Lokalgletschern der Rocky Mountains zusammenstieß.

Die Tektonik der beiden Ketten ist in großen Zügen eine sehr einfache. Sie bilden eine flache Synklinale, deren Achse N. 25 W. streicht. Im Westen wird diese flache Mulde, dort wo sie am Westabhange der Livingston-Kette in eine Antiklinale übergeht, von einer Verwerfung abgeschnitten. Der östliche Flügel der Synklinale ist hingegen am Ostfuße der Lewis-Kette weit über die aufgerichtete Kreide der Great Plains geschoben. Im äußersten Osten ist diese Überschiebungsfläche nahezu horizontal, sie fällt desto stärker ein, je weiter man sie nach Westen verfolgt.

Augenscheinlich entspricht die Oberfläche der Kreide, über welche sich die algonkischen Schichten der Lewis Range schoben, der Blackfoot Peneplain; da diese im Alttertiär angelegt wurde, so würde der Überschiebung selbst ein jungtertiäres Alter zukommen. Es ist aber sehr wahrscheinlich, daß ihr Bewegungen der Erdkruste vorangingen, die bereits in der oberen Kreide begannen.

Verf. zeigt an der Hand von rekonstruierten Profilen, wie sich bereits in der oberen Kreide an der Stelle der späteren Überschiebung ein flacher Sattel herausbildete, der zugleich die westliche Grenze der obercretaceischen lakustren und marinen Ablagerungen bildete. Der Scheitel dieses Sattels wurde durch die Erosion vernichtet; hier bildete sich ein locus minoris resistentiae, an dem bei einer späteren heftigeren Erdbewegung die Überschiebung erfolgte. [Ähnliches hat Ref. bereits vor längerer Zeit für gewisse südalpine Überschiebungen behauptet, die nach seiner Anschauung auf prämiocänen Erosionsfurchen aufsetzen.] **E. Philippi.**

J. S. Diller and H. B. Patton: The geology and petrography of Crater Lake National Park. (U. S. Geol. Survey. Prof. Paper. 3. 1902. 167 p. 19 Taf.)

Der Crater Lake im Staate Oregon war bis vor 20 Jahren nur wenigen bekannt; seitdem ist das große Publikum auf diesen landschaftlich sehr reizvollen und erdgeschichtlich wichtigen Punkt aufmerksam geworden, und der Kongreß hat sein Gebiet im Jahre 1902 zum National Park erklärt.

Der Crater Lake liegt im Bereiche der jungvulkanischen Cascade Range. Die eruptive Tätigkeit begann hier wahrscheinlich bereits im Eocän, erreichte ihren Höhepunkt im Miocän und hielt an einzelnen Stellen wie am Lassen Peak und Mount Shasta bis in die Glazialperiode hinein an. Auch über dem Crater Lake wölbte sich einst ein Vulkankegel, der Mount Mazama. Ein später zu besprechendes Ereignis zerstörte seinen oberen Teil und schuf eine Caldera von einer Schönheit und Größe, wie sie sich anderwärts nur an wenig Punkten finden dürfte.

Der Rand dieser Caldera erhebt sich an sieben Stellen auf über 8000′ Meereshöhe; die Erhebungen über dem Spiegel des Crater Lake schwanken zwischen 500 und 2000′. Der See ist ungefähr $4\frac{1}{2}$ engl. Meilen breit und $6\frac{1}{2}$ Meilen lang; seine Oberfläche wird auf nahezu $20\frac{1}{2}$ engl. Quadratmeilen angegeben. Das Niveau des Sees liegt 6239′ über dem

Meeresspiegel; seine größte Tiefe beträgt annähernd 2000', der Crater Lake ist damit der tiefste See der Vereinigten Staaten. Nahe seinem westlichen Ufer liegt eine Insel, Wizard Island, die auf den ersten Blick sich als wohlerhaltener Vulkankegel erkennen läßt. Zwei andere Kegel liegen unter der Oberfläche des Sees und sind erst durch Lotungen festgestellt worden.

An dem Aufbau des Mount Mazama beteiligen sich drei Gesteinstypen, Andesit, Dacit und Basalt; die beiden ersten setzen den Rand des Crater Lake zusammen, während der Basalt auf die tieferen Teile der Außenseite beschränkt ist.

Die ersten und bedeutendsten Eruptionen des Mount Mazama förderten die andesitischen Produkte, also Gesteine von mittlerer Azidität, zutage. Dann folgten die basischen Basaltergüsse, welche aber auf sekundäre Eruptionskanäle an den Flanken des Berges beschränkt blieben. Den Schluß machten die sauren dacitischen Laven und Bimssteine. Es kam dann zur Bildung der großen Caldera; auf ihrem Boden entstanden in sehr jugendlicher Zeit die drei kleineren Kegel vom Typus der Wizard-Insel. Sie bestehen wiederum aus Andesit und stellen somit den Beginn eines neuen „petrographischen Zyklus" dar.

An den Rändern des Crater Lake sind überall die Lavaströme scharf durchschnitten; sie kamen zweifellos aus einer Quelle, die viel höher lag als die Randberge des Sees. Die große zentrale Depression ist also sicher kein Krater, wie der Name des Sees andeutet, sondern eine nachträglich gebildete Caldera. Auch die Gänge, welche die Ränder des Sees durchsetzen, deuten auf die frühere Existenz eines höheren Vulkankegels hin. Ganz besonders aber machen Erscheinungen der Glazialperiode das Vorhandensein eines Mount Mazama zur Vorbedingung. Die Anordnung der Gletscherschrammen, ebenso wie die Anlage der radialen Täler, sind völlig unverständlich, wenn man nicht einen gewaltigen Zentralkegel annehmen will. Die Bildung der Caldera fällt somit in jung- oder postglaziale Zeit. Es ist wahrscheinlich, daß der einstige Mount Mazama ebenso hoch oder höher war als der noch existierende Mount Shasta, da die Dimensionen des in der Umrandung des Crater Lake noch vorhandenen Kegelstückes etwa denen seines überlebenden Kameraden in gleicher Meereshöhe entsprechen.

Mit großem Scharfsinn wird die Frage erörtert, ob die Caldera des Crater Lake durch eine Explosion oder durch einen Senkungsprozeß entstand. Auf explosive Vorgänge deuten ja zweifellos die hornblendereichen Bimssteine, die in riesigen Mengen ausgeworfen wurden; allein die Bildung dieser Bimssteinmassen erfolgte viel früher als die Zerstörung des Mount Mazama, da sie noch von dacitischen Laven bedeckt wurden, die dem Zentralkegel entflossen. Außerdem könnten diese sauren Explosionsprodukte unmöglich als die zerblasenen Reste des Mount Mazama aufgefaßt werden, da diese zum größten Teil andesitischen Gesteinen angehören müßten.

Es bleibt dementsprechend nur der Schluß übrig, daß die Caldera des Crater Lake durch das Einsinken der höchsten Teile des Mount

Mazama entstand. Freilich darf man nicht annehmen, daß diese als geschlossene Masse in die Tiefe sanken; denn der Rand des Crater Lake spitzt sich ja nach unten konisch zu. Man muß vielmehr vermuten, daß von der Krateröffnung des Mount Mazama nach außen vorschreitend die Massen nacheinander in die Tiefe stürzten. Dies Ereignis muß kurze Zeit nach der Eruption der Dacite erfolgt sein, denn deren Ströme waren im Inneren noch flüssig; es floß daher ein Teil ihres Magmas vom Rande des Crater Lake in die neugebildete Caldera hinein. Sehr wahrscheinlich ist auch, daß das Einsinken und Einschmelzen einer Masse von 17 engl. Kubikmeilen Gestein durch eine eruptive Tätigkeit an einem benachbarten Punkte kompensiert wurde. Bisher ist aber eine mit dem Einsinken der Caldera korrespondierende Eruption noch nicht nachgewiesen worden.

Wiewohl die eruptive Tätigkeit am Crater Lake erst vor verhältnismäßig kurzer Zeit ihr Ende gefunden hat, hinterließ sie keine von den bekannten Folgeerscheinungen wie Gasexhalationen, heiße Quellen oder Geisiere. Es wurde zwar behauptet, daß das Wasser des Crater Lake durch Reste vulkanischer Hitze über das Normale erwärmt wird; allein auch dies ist nicht der Fall, wie neuere Messungen gezeigt haben. Der Crater Lake hat nur wenig Zuflüsse und keinen sichtbaren Abfluß, jedoch verliert er sicher Wasser durch Fortsickern (percolation).

Im zweiten Teile der Arbeit, auf den hier nicht genauer eingegangen werden kann, bringt H. B. Patton eine genaue petrographische Beschreibung der Gesteine dieses Gebietes.

Eine geologische und eine topographische Karte, sowie zahlreiche, meist sehr schöne Landschaftsbilder und Mikrophotographien schmücken das klar und anregend geschriebene Werk. **E. Philippi.**

F. C. Schrader: Geological section of the Rocky Mountains in Northern Alaska. (Bull. Geol. Soc. Amer. 1902. 233—252. 4 Taf.)

Der Querschnitt, den Verf. beschreibt, verläuft annähernd parallel dem 152. Längengrade und wird vom 66. Breitengrade bis zur Küste des Eismeeres gezogen; er liegt durchwegs in Gebieten, die bisher unerforscht geblieben waren. Drei geographische Provinzen von sehr verschiedenem Habitus werden von ihm durchquert.

Die südliche oder Koyukuk-Provinz dehnt sich vom 66. Breitengrade mehr als 100 engl. Meilen nördlich bis an den Gebirgsrand aus. Sie ist ein niedriges Bergland, dessen gerundete Höhen sich aus mesozoischen Gesteinen zusammensetzen und zwischen 1000 und 3000′ Meereshöhe erreichen. Die Gewässer fließen nach Südwesten dem Yukon zu. Wahrscheinlich ist die Koyukuk-Region nichts anderes als eine Fortsetzung des Yukon-Plateaus.

Die mittlere oder Gebirgsprovinz besteht aus einer zerrissenen Bergkette, welche in einer Breite von 80 engl. Meilen zwischen 67° 10′ und 68° 25′ von Ost nach West verläuft und eine durchschnittliche Gipfelhöhe von 6000′ besitzt. Sie setzt sich aus paläozoischen Gesteinen zusammen

und gilt als die Fortsetzung des Rocky Mountain-Systems von Britisch Columbia. In Alaska bildet sie die Wasserscheide zwischen dem Yukon und dem Eismeere. Sie führt den Lokalnamen Endicott-Kette, ist aber wahrscheinlich ein durch junge Erosion zerschnittenes Plateau.

Die dritte oder Colville-Provinz stellt die Abdachung des Kontinents zur Küste des Eismeeres dar und besitzt eine Breite von 160 engl. Meilen. Sie besteht aus einer schwachwelligen Ebene im Süden, dem Anaktoovuk-Plateau, an die sich weiter im Norden eine nahezu flache Tundra anschließt. Das Anaktoovuk-Plateau baut sich aus Kreidegesteinen auf und erhebt sich bis zu 2500′ über dem Meere, während den Untergrund der Küstenebene Tertiär bildet.

Für die Bezeichnung der verschiedenen geologischen Horizonte wird eine Anzahl von Lokalnamen eingeführt. Im Paläozoicum, das auf die Endicott-Kette beschränkt ist, unterscheidet Verf.:

1. Skajit-Formation (Obersilur).

Grobbankige Kalke, feinkristallin, oft schieferig und glimmerreich, und Glimmerschiefer; wenigstens 4000′ mächtig. Schlecht erhaltene Fossilreste werden als *Meristina* oder *Meristella* gedeutet. Scheint diskordant unter den beiden folgenden Stufen zu liegen und ist auf den südlichen Teil der Endicott-Kette beschränkt.

2. Totsen Series (Silur).

Hauptsächlich Glimmerschiefer und Quarzite mit eingelagerten „Grünsteinen". Wahrscheinlich 6—7000′ mächtig. Fossilfrei. Lagert den Gesteinen der Skajit-Formation im Süden diskordant auf.

3. Stuver Series (Prädevonisch).

Kieselige Konglomerate, Quarzite und Schiefer. Mindestens 2000′ mächtig. Im nördlichen Teile der Endicott-Kette.

4. Lisburne-Formation (Devon).

Geschichtete Kalke und Schiefer, 3000′ mächtig. Enthält oberdevonische Korallen *(Zaphrentis, Diphyphyllum)*, Bryozoen *(Fenestella)* und Brachiopoden *(Productella, Spirifer)*.

5. Ficket Series (Untercarbon).

Chloritschiefer und Phyllite, Sandsteine und Konglomerate, Kalke etc. Liegt diskordant auf der Skajit-Formation und begrenzt sie im Norden. Enthält eine typisch untercarbone Fauna mit *Productus semireticulatus*.

Die paläozoischen Gesteine sind auf die Endicott-Kette beschränkt und streichen annähernd O.—W.; sie sind, wie der Querschnitt zeigt, nicht besonders stark gefaltet, an einigen Stellen aber von gewaltigen Verwerfungen durchsetzt.

Das Anaktoovuk-Plateau setzt die untercretaceische

6. Anaktoovuk Series

zusammen. Ihr Kontakt mit den alten Gesteinen der Endicott-Kette ist verdeckt, und es ist nicht unwahrscheinlich, daß sie auch hier, wie weiter im Nordwesten, von der kohleführenden Corwin Series (Jura-Kreide mit *Podozamites* und *Baiera*) unterlagert wird. Die Anaktoovuk Series besteht hauptsächlich aus unreinen Sandsteinen und enthält *Aucella*-Arten.

Im Alter entspricht diesem Formationsgliede die

7. Koyukuk Series (Unterkreide)

südlich von den Endicott-Bergen. Sie besteht aus rötlichen Kalken, schwarzen Schiefern und Sandsteinen und ist reich an effusiven wie intrusiven Massengesteinen. Sie scheint dieselben Aucellen zu enthalten wie die vorige.

Nördlich von ihr, aber auch noch in der Koyukuk-Region, ist stark entwickelt die

8. Bergman Series (Kreide),

welche die silurische Totsen Series diskordant überlagert. Sie enthält hauptsächlich unreine Sandsteine und Schiefer, ist im allgemeinen sehr reich an Massengesteinstrümmern, hat aber außer unbestimmbaren Pflanzenresten noch keine Fossilien geliefert.

Nördlich von der Endicott-Kette wird die Anaktoovuk Series diskordant von den Sandsteinen und unreinen Kalken der

9. Nanushuk Series (Oberkreide)

überlagert, deren Alter durch Funde von *Scaphites, Inoceramus* etc. sichergestellt ist.

Die Küstenebene unterlagert die tertiäre

10. Colville Series,

Sandsteine, Tone, Kalke und Braunkohlen. Ihr unterer Teil scheint oligocän zu sein und enthält *Sequoia Langsdorffi*, ihr oberer ist dagegen pliocän und führt eine marine Fauna mit *Astarte* und *Saxicava*.

Unter den pleistocänen Ablagerungen sind von besonderem Interesse die

11. Goobic-Sande.

Es sind dies 10—15′ mächtige, ungeschichtete, meist sehr feine Sande, welche als eine zusammenhängende Decke die Schichten der Colville Series überlagern und stellenweise sogar auf die obere Kreide übergreifen. Verf. spricht sich nicht mit Bestimmtheit über die Bildungsweise dieser eigenartigen Ablagerung aus. [Ref. ist geneigt, in ihnen äolische Ablagerungen zu sehen, die sich bei Temperaturen unter dem Gefrierpunkt bildeten.]

Eine Inlandeisbedeckung hat Alaska nie besessen, wohl aber sind die Spuren zahlreicher Talgletscher in den Medicott-Bergen nachweisbar.

E. Philippi.

S. Grant: Junction of Lake Superior sandstone and Keweenawan traps in Wisconsin. (Bull. Geol. Soc. Amer. 1902. 6—9.)

Schon sehr frühzeitig hat man auf der Südseite des Lake Superior zwei Systeme von Sandsteinen unterschieden; eines, welches disloziert ist und konkordant die kupferführenden Massengesteine der Keweenaw-Gruppe überlagert und ein anderes, das flach gelagert ist und sich nur in tiefem Niveau am Seeufer oder in geringer Entfernung von ihm findet. Das letztgenannte System, der Lake Superior sandstone, ist nach rein topographischen Gesichtspunkten noch in einen „Eastern sandstone“, östlich von Keweenaw Point und beschränkt auf den Staat Michigan, und einen

„Western sandstone“, westlich von diesem Punkt und in den Staaten Wisconsin und Minnesota anstehend geteilt worden.

Über die Beziehungen zwischen diesem „Eastern sandstone“ und den Keweenaw „traps“ war man sich lange Zeit im unklaren, bis Irving und Chamberlin im Jahre 1885 nachwiesen, daß die Grenze zwischen ihnen einer Verwerfung entspricht. Die Dislozierung der „traps“ begann vor der Ablagerung der Sandsteine, welche bereits einen durch die Verwerfung hervorgerufenen Steilrand vorfanden. Aber auch noch nach der Bildung des Eastern sandstone fand ein Absinken längs der alten Bruchspalte statt, durch das sich die heutige tiefe Lage der Sandsteine erklärt. Die Keweenaw traps gehören in die obere Abteilung des Präcambriums, während die Sandsteine in die obere Hälfte des Cambriums zu stellen sind. Die definitive Feststellung der Beziehungen zwischen Sandstein und „Trap“ war insofern von allgemeinerer Bedeutung, als damit die Stratigraphie in dem wichtigsten Verbreitungsbezirke präcambrischer Gesteine geklärt wurde; zugleich wurde dadurch das Alter der berühmten Kupferformation des Lake Superior festgelegt.

Alle diese Beobachtungen wurden auf der Südseite der Lake Superior-Antiklinale gemacht; auf ihrer Nordseite scheinen die Verhältnisse nach Sweet und dem Verf. ähnlich zu liegen. Die Grenze der beiden in Frage kommenden Gesteine läuft in Douglas County, Wisconsin im allgemeinen O.—W., parallel dem Seeufer und in geringem Abstande von ihm. Der „Trap“ ist im Kontakt bis in eine Entfernung von 400′ von der Kluft in eine Breccie verwandelt, während der Sandstein im allgemeinen nur Schleppungserscheinungen erkennen läßt. Wo die Berührungsstelle beider Gesteine aufgeschlossen ist, zeigt sich, daß es sich um eine nach Süden einfallende Überschiebung handelt. Konglomeratbänke, welche dem Sandstein in der Dislokationszone eingelagert sind, beweisen deutlich, daß der späteren Überschiebungsfläche eine Strandlinie entsprach, welche ihrerseits wiederum in einer älteren Dislokation ihren Grund hatte. Die Sprunghöhe der späteren Dislokation beträgt über 2500′ und vergrößert sich wahrscheinlich in der Richtung von West nach Ost. **E. Philippi.**

W. H. Hobbs: Still Rivers of Western Connecticut. (Bull. Geol. Soc. Amer. 1902. 17—26. 2 Taf. 3 Fig.)

Die vorherrschende Richtung der Flußläufe im Staate Connecticut ist südlich bis südöstlich und entspricht der allgemeinen Abdachung; eine bemerkenswerte Ausnahme bilden zwei Flüsse von nahezu nördlichem Lauf, die beide den Namen: „Still river“ tragen. Der eine ist ein Nebenfluß des Housatonic, der andere, 25 Meilen östlich von jenem gelegen, strömt dem Farmington zu. Die Bezeichnung „Still river“ trifft in beiden Fällen das richtige; denn während das Gefälle der normalen Flüsse in den 15 ersten Meilen ihres Oberlaufes 70′ pro Meile beträgt, erreicht es bei den beiden fraglichen Wasserläufen nur den Betrag von 10′ pro Meile.

Der Farmington-Still river entspringt zwei Meilen nördlich von der

Stadt Torrington auf einer kaum wahrnehmbaren Wasserscheide, die sein Becken von dem des Naugatuck trennt, fließt etwa 10 Meilen in einem breiten sumpfigen Tale und bricht schließlich in einer Reihe von Wasserfällen zum Sandy brook durch, 1½ Meilen vor dessen Vereinigung mit dem Farmington. Von Westen her strömt dem Still river der Mad river zu; es ist aber sehr bemerkenswert, daß sich dessen Talfurche über den Still river hinaus in gleicher Richtung fortsetzt und heute teilweise von einem direkten Nebenflusse des Farmington, dem Mohawk brook benützt wird.

Die geologische Geschichte des Farmington-Still river scheint ziemlich einfach zu sein und kommt auf 4 Kartenskizzen klar zum Ausdruck. Im ersten präglazialen Stadium bildet er einen Nebenfluß des Naugatuck und fließt normaler Weise nach SSO. Sein Lauf ist durch eine Einlagerung von Kalken und Dolomiten in die harten Gneise und Schiefer, die im übrigen das anstehende bilden, gegeben. In diesem ersten Stadium bilden Mad river und Mohawk brook einen einheitlichen Wasserlauf, der nach Osten dem Farmington zuströmt. Der Still river gräbt sich nun in seine Unterlage rascher ein als seine Nachbarn; wir sehen ihn daher im zweiten präglazialen Stadium den Mad-Mohawk anschneiden und dessen Oberlauf abfangen. Die Umkehrung des Gefälles wurde beim Still river durch eine Moränenablagerung an seinem heutigen Ursprunge hervorgerufen, eine andere trennt die Gewässer des Mohawk brook von denen des Still river. Im Tale des Still river bildete sich zunächst ein See, der schließlich durch das kurze kaskadenreiche Stück zum Sandy brook entwässert wurde.

Viel weniger klar ist die Geschichte des Housatonic-Still river; auch seinem Laufe entspricht ein Streifen von leichter erodierbaren Kalken. Das eigentümliche ist nun, daß dieser Still river in den Housatonic mit inversem Gefälle in einem sehr spitzen Winkel so mündet, daß der Oberlauf des Hauptflusses in der Verlängerung des Nebenflusses liegt. Unterhalb der Vereinigung bricht der Housatonic in einer engen Schlucht durch ein Gneisplateau. Es erscheint kaum zweifelhaft, daß dieser Durchbruch jugendlich ist und daß der Housatonic ursprünglich durch das Tal des Still river entweder dem Croton oder dem Saugatuck zuströmte. Was in diesem Falle die Umkehrung des Gefälles hervorrief, ob eine stauende Moräne oder ein tektonischer Vorgang, läßt sich noch nicht mit Sicherheit entscheiden. **E. Philippi.**

A. H. Brooks: Geological reconnaissances in Southeastern Alaska. (Bull. Geol. Soc. Amer. 1902. 253—266. 1 Fig.)

Alaska läßt sich in vier geographische Provinzen teilen, die ihre Analoga im westlichen Canada und im Gebiete der Vereinigten Staaten besitzen. Die westlichste Provinz umfaßt das Bergland, das man mit Powell's Namen als Pacific Mountain-System zu bezeichnen pflegt. Ihm schließt sich im Osten die Plateau-Region an, welche östlich wiederum von den Ausläufern der Rocky Mountains begrenzt wird. An diese legen sich ebenso wie weiter im Süden die großen Ebenen an.

Das südöstliche Canada liegt vollständig im Gebiete des Pacific Mountain-Systems; dieses besteht im wesentlichen aus vier Bergketten, welche der Küstenlinie parallel laufen. Von ihnen liegen die Küstenkette, St. Elias- und Aleuten-Kette an der Küste, während die Alaska-Kette ganz dem Inneren angehört und die Nordgrenze des Systems bildet. Nur von den beiden ersten ist in dem vorliegenden Aufsatze die Rede.

Die Küstenkette zieht sich aus dem Staate Washington nordwärts durch Britisch-Columbia in das südöstliche Alaska hinein. Nachdem sie auf eine Länge von 900 englischen Meilen die Küstenlinie gebildet hat, tritt sie am Eingange des Lynn-Kanales hinter die St. Elias-Kette und verschmilzt schließlich mit den Plateaus des Inneren. Westlich vom Cross Sund bildet die St. Elias-Kette die Küstenlinie; nach Südosten setzt sich diese Kette in dem gebirgigen Alexander-Archipel fort.

Die Geologie des südwestlichen Canada ist erst in großen Zügen bekannt; man hat bisher eine Reihe von Zonen unterscheiden können, welche Südost-Nordwest, also der Küste parallel verlaufen. Die Küstenkette wird von einem Granit (1.) gebildet. An diesen legt sich im Westen eine Zone von schwarzen Phylliten, sandigen und grünen Schiefern (2.), deren Gesteine stellenweise hochmetamorph sind. Als eine dritte Zone sind bläuliche Kalksteine (3.) nachgewiesen. Die westlichste bilden weiße kristalline Kalke und Phyllite. Daneben finden sich jüngere Sedimente und effusive wie intrusive Massengesteine.

In der Zone der bläulichen Kalke (3.) sind Silur, Devon und Carbon durch vereinzelte Fossilfunde nachgewiesen worden. Die phyllitische Zone (2.) repräsentiert wahrscheinlich Carbon und Trias; ihre Gesteine sind stark durch die Intrusion des Coast Range-Granites metamorphosiert, die wahrscheinlich nach der Triasperiode erfolgte. Im südlichen Teile des Alexander-Archipels wird das obere Paläozoicum diskordant von groben Konglomeraten überlagert, die vermutlich der Kreide angehören. Andesitische Decken, deren Eruption wohl ins jüngere Mesozoicum fällt, spielen auf der Prince of Wales-Insel eine große Rolle. Tertiäre Konglomerate, Sandsteine und Schiefer mit der oligocänen Kenai-Fauna sind mehrfach festgestellt worden. Pleistocäne oder jungtertiäre Laven treten im nördlichen Teile des Alexander-Archipels auf.

Die erste Faltungsperiode war prädevonisch; Hand in Hand mit ihr ging eine starke Intrusion von basischen Massengesteinen. Mit einer zweiten Gebirgsbildung hängt wahrscheinlich die mesozoische Granitintrusion der Coast Range zusammen. Das Tertiär ist nur noch schwach gefaltet und Anzeichen von posttertiären Dislokationen fehlen gänzlich.

E. Philippi.

A. Gaudry: Observations paléontologiques dans l'Alaska. (Compt. rend. de l'Acad. des Sci. 1903. **137**. 553—554.)

Bericht über die Expedition des Herrn Obalski, der für das Muséum d'Histoire naturelle in Alaska tätig ist. In der Yukon-Gegend ist der

Boden bis in bedeutende Tiefe gefroren und enthält in großen Massen Knochen von Mammut, Moschusochs, Bison, Elen, Hirsch und Pferd. Kadaver mit erhaltenem Fleisch haben sich aber bisher noch nicht gefunden. Verf. glaubt aus dem Vorhandensein dieser Fauna den Schluß ziehen zu dürfen, daß in einer nicht sehr entlegenen Zeit das Klima in Alaska milder war als heute und daß der jetzigen Tundra eine Steppenvegetation voraufging. **E. Philippi.**

Futterer: Durch Asien. Erfahrungen, Forschungen und Sammlungen während der von Amtmann Dr. Holderer unternommenen Reise. Bd. II. Geologische Charakterbilder. 1. Teil. Berlin 1905.

Nachdem vor längerer Zeit der erste Band, enthaltend geographische Charakterbilder, dieses umfassenden Reisewerkes erschienen ist, folgt nunmehr der zweite Band, welcher für den Geologen ein weit größeres Interesse bietet als der, mehr allgemeine Hinweise enthaltende, erste Band. Bei dem Umfange des Stoffes erwies sich eine Teilung desselben notwendig, und so enthält der vorliegende Band die Resultate der geologischen Untersuchungen zwischen dem Ausgangspunkte Osch im Alai-Gebirge und der chinesischen Stadt Sutchou. Entsprechend den größeren geographischen Einheiten gliedert sich der Inhalt naturgemäß in vier Kapitel, nämlich das 1. Kapitel: Alai-Gebirge; 2. Kapitel: Das nördliche Tarim-Becken. Der Weg von Kaschgar bis Kurlja; 3. Kapitel: Die Kettengebirgszüge des östlichen Thien-Schan zwischen Kurlja und Hami; 4. Kapitel: Die Wüste Gobi und das Peschan-System zwischen Hami und Sutschou.

Die Fülle der Einzelbeobachtungen, welche in den einzelnen Kapiteln geboten ist, ist eine geradezu erstaunliche, aber gerade diese Fülle erschwert einigermaßen die allgemeine Übersicht, und Ref. muß sich daher begnügen, die wesentlichsten Punkte des Inhaltes hervorzuheben. Im ersten Kapitel interessierten ganz besonders die Beobachtungen über die Ferghana-Formation im Gultscha-Tale. Die Fossilien dieses Profiles sind von Joh. Böhm (dies. Jahrb. 1905. II. -283-) beschrieben worden, wobei sich als wesentlichstes Resultat die Tatsache ergeben hat, daß die Ferghana-Stufe als solche nicht länger haltbar ist, sondern, wenigstens soweit dieselbe im Gultscha-Tale ansteht, aus Schichten cenomanen und mitteleocänen Alters zusammengesetzt erscheint (p. 7—38). Betrachtungen über die Flußterrassen und einzelne Erosionserscheinungen im Tale des Küsül-Su schließen dieses Kapitel.

Im zweiten Kapitel führt uns Verf. dem Rand des nördlichen Tarim-Beckens entlang von Kaschgar nach Kurlja. In einförmiger Folge türmen sich hier in alles verhüllender Weise die gewaltigen Schuttmassen, welche dem Südhange des Tien-Schan vorgelagert sind, auf. Ältere Schichten fehlen fast vollständig. Nur hie und da ragen an einzelnen Stellen Schichten der Gobi-(Hanhai-)Formation (= jüngeres Tertiär) aus den Schuttmassen heraus, und als ganz seltene Erscheinungen werden meta-

morphosierte paläozoische Sedimentärgesteine und alte Eruptivgesteine (bei Kurlja) beobachtet. Aber trotz der geologischen Monotonie hat Verf. es verstanden, wertvolle Beobachtungen in dem von ihm durchreisten Gebiete zu sammeln. Die Struktur der rezenten und diluvialen Schottermassen wird durch zahlreiche Profile und Analysen der gesammelten Proben erläutert.

Mit dem dritten Kapitel betreten wir die Gebirgszüge des östlichen Tien-Schan, und damit gestaltet sich das geologische Bild abwechslungsreicher. Sofort nachdem die Stadt Kurlja verlassen ist, stellen sich devonische und jurassische Schichten ein. In den Taschkar-Bergen erkennt Verf. ein reich gefaltetes Kettengebirge aus devonischen Schiefern mit intrusiven Graniten. Weiter östlich bei Turfan ist die Juraformation in größerer Ausdehnung entwickelt, und noch weiter nach Osten in der Schwarzen Kette betreten wir ein Gebiet reicher vulkanischer Tätigkeit altpaläozoischen Alters, durch das die devonischen Schichten stark metamorphosiert wurden. Von großem Interesse sind die Beobachtungen, welche Verf. in bezug auf die kohlenführende Juraformation von Turatschi p. 255 ff. gibt. Die dort anstehende Kohle gibt mit 66—77 % C. bei nur 2 % Aschengehalt jedenfalls ein sehr brauchbares Brennmaterial ab. Auch über die jüngeren Formationen, namentlich die Gobi-Schichten, gibt Verf. eingehende Mitteilungen, und die zahlreichen Beobachtungen über Windschliff und Erosion bereiten uns auf den Inhalt des vierten Kapitels vor. Besonders interessant sind die genauen Angaben in bezug auf die Orientierung der Kanten der Dreikantner nach den Himmelsrichtungen bei Kürk-Ortüm. Es ergibt sich, daß von 30 Kanten die Mehrzahl, nämlich 18, in den Himmelsrichtungen N. 45° W. und N. 45° O liegen. Wenn man bedenkt, daß hier die Winde vorwiegend aus dem nördlich gelegenen Gebiete herkommen, so wird man an dem kausalen Zusammenhang beider Phänomene kaum Zweifel hegen dürfen.

Das vierte Kapitel führt uns in das trostlose Gebiet der wasserlosen Gobi. Unendlichen Schuttmassen begegnen wir hier. In starrer Majestät ragen die kahlen Höhen der einzelnen Gebirgsketten, welche die Expedition auf ihrem Marsche nach Süden kreuzte, heraus. Überall trifft man die Spuren intensivster Winderosion, von welcher geradezu klassische Beispiele auf den Tafeln XXVI, XXVII und XXVIII gegeben werden. Es würde den Raum eines Referates weit überschreiten, wollte man auf die einzelnen Beobachtungen näher eingehen. Ref. möchte nur bemerken, daß die auf p. 352, 353 und 355 dargestellten Erosionswirkungen an dolomitischen Kalken ganz auffallend an die Oberflächenstruktur der Moldavite erinnern. Jedes Kapitel ist durch zahlreiche Textfiguren und Tafeln erläutert; drei schön ausgeführte geologische Karten geben ein gutes Bild der durchquerten Gegenden, deren Tektonik durch drei Profiltafeln erläutert wird. Wenn man, wie Ref., das tagelange Marschieren in solch abgelegenen Gegenden aus eigener Erfahrung kennt, wenn man weiß, welche Mühen und Strapazen zu überwinden sind, so wird man die Resultate der Holderer'schen Expedition, welche Futterer in dem hier besprochenen Bande in schlichter Form zur Kenntnis bringt, auch richtig zu

würdigen wissen. Wenn auch vielleicht einzelne Themata etwas weitschweifig behandelt sind und dadurch manche Wiederholungen unvermeidlich erscheinen, so kann doch FUTTERER's Durch Asien als eines der wichtigsten Quellenwerke der Geologie Innerasiens bezeichnet werden.

Noetling.

G. A. F. Molengraaff: The Vredefort Mountain-Land. (Transact. Geol. Soc. S. Africa. 7. 1904. 115—116.)

Die eigentümlichen Lagerungsverhältnisse des Berglandes von Vredefort im südlichen Transvaal sind durch eine ältere Arbeit des Verf.'s bekannt geworden. Um ein zentrales Granitmassiv legen sich in konzentrischen Halbkreisen die älteren Sedimente des südlichen Transvaal. Da der Granit von Vredefort bislang für intrusiv galt, so wurde angenommen, daß diese Anordnung der Sedimentschichten durch den Intrusionsprozeß hervorgerufen wurde. Sollte sich nun aber herausstellen, daß auch der Vredefort-Granit wie der „alte Granit" von Johannesburg älter als das Witwatersrand-System ist, so muß nach einer anderen Erklärung der Lagerungsverhältnisse gesucht werden.

Auch in anderen Punkten haben sich die früheren Anschauungen des Verf.'s geändert. Der Mandelsteindiabas des Klipriversberges ist der Repräsentant einer neuen Schichtengruppe, des Vaal-Systems, und man kann im Zweifel sein, ob nicht die oberen Teile des Witwatersrand-Systems (Elsburg beds etc.) besser zu diesem zu stellen, als mit ihrer Unterlage zu vereinigen sind. Erst in jüngster Zeit wurde die große Verbreitung von granitischen Intrusionen (speziell Tonaliten) im unteren Teile der Dolomitformation (Malmani-Dolomit) erkannt. Ebenso ist man erst in neuester Zeit auf eine Diskordanz zwischen unteren und oberen Witwatersrand-Schichten am Rande des Vredefort-Massivs aufmerksam geworden.

Die Schichtenfolge stellt sich in einem Durchschnitte von Parys nach Rietfontein No. 555, wie folgt, dar:

Alter Granit.
Hospital Hill-Schichten und untere Witwatersrand-Schichten.
Obere Witwatersrand-Schichten (Elsburg-Schichten).
Mandelstein und Porphyrit des Klipriversberges.
Konglomerate, äquivalent den Ventersdorp boulder beds.
Dolomit.
Rötlicher Schiefer.
Quarzit der unteren Gatsrand-Schichten.
Tonalit, entsprechend der Intrusion auf Rietfontein in Dolomit.
Nicht entwickelt ist in diesem Querschnitt die Black Reef Serie.

E. Philippi.

G. A. F. Molengraaff: Preliminary note on a hitherto unrecognised formation underlying the Black Reef Series. (Transact. Geol. Soc. S. Africa. 6. 1903. 68.)

G. S. Corstophine: The volcanic series underlying the Black Reef. (Ibidem. 6. 1903. 99—100.)

Verstreut im südwestlichen und südlichen Transvaal kommen Gesteine vor, deren Anschluß an die bisher bekannten Formationen noch nicht gelungen war. Zu nennen sind unter diesen Horizonten zweifelhaften Alters in erster Linie: Die gebänderten Hornsteine und groben Konglomerate von Hartebeestfontein westlich von Klerksdorp, die „boulder beds" von Zendelingfontein mit ihren Geröllen von goldreichem Konglomerat, ebenfalls im Klerksdorp-Distrikte, und die schieferigen Konglomerate der Farm Kromdraai nördlich von Krügersdorp. Der erste Verf. meint nun, daß alle diese verschiedenen Gesteine zu einer, bisher nicht erkannten Formation gehören, die älter ist als die Black Reef Series und jünger als die Witwatersrand-Schichten; von beiden wird sie meist durch eine deutliche Diskordanz getrennt. Außer sandigen, kieseligen und schieferigen Sedimenten gehören ihr hauptsächlich Diabase und deren Tuffe an. Am Witwatersrand und in der Gegend von Potchefstroom trifft man nur isolierte Reste dieser Formation, zusammenhängende Decken bildet sie aber in den Distrikten Wolmaranstad, Lichtenburg, Blömhof und Hopstad. Ob der Mandelstein-Diabas des Klipriversberges bei Johannesburg und der sogen. Vaal-Diabas hierher gehören, steht noch nicht mit Sicherheit fest.

Der zweite Verf. findet die obigen Angaben an einer Reihe von Punkten im südlichen Transvaal bestätigt; er glaubt, daß der Klipriversberg-Diabas ebenfalls hierher gehört, wahrscheinlich auch der Vaal-Diabas und die mit ihm vergesellschafteten Quarzporphyre und Quarzite. Falls die vulkanischen Gesteine am Beer Vley, Hopetown, auch noch ein Glied dieser Formation sind, so ergeben sich für die Korrelation der kapländischen und Transvaal-Gesteine sehr wichtige Gesichtspunkte. **E. Philippi.**

M. Boule et A. Thevenin: Notes sur la géologie et la paléontologie de Madagascar. (Bull. Soc. Geol. France. (4.) 3. 1903. 433—439. 1 Karte.)

Obere Kreide war bisher nur aus dem Norden der Insel und aus der Umgebung von Majunga an der Nordwestküste bekannt. Es liegen nun auch vom mittleren Teile der Westküste einige Sammlungen vor, die obercretaceische Fossilien in sehr schöner Erhaltung aufweisen. Die Region, aus der diese stammen, liegt im Sakalacen-Gebiete zwischen dem 19. und 20.° südlicher Breite.

Die fossilreichen Lokalitäten sind folgende:

1. Becken des Manambolo-Flusses. *Gryphaea vesicularis* Lam., *Inoceramus Cripsi* Mant., *Micraster* cf. *turonensis* Bayle.

2. Gegend des Hima-Sees (sur la route d'Ankazoaberavo à Ankilirohaevo on marcha sur des fossiles pendant six kilomètres). *Schloenbachia Haberfellneri* v. Hau., *Mortoniceras* cf. *texanum* Roem., *Desmoceras Gardeni* Baily, *Pachydiscus Tweenianus* Stol., *Inoceramus Cripsi* Mant.

3. Umgebung von Béréré. *Scaphites hippocrepis* Dekay, *Turrilites polyplocus* Roem., *Pachydiscus Tweenianus* Stol., *Desmoceras Durga* Stol., *Schloenbachia Haberfellneri* v. Hau., *Ammonites* n. g. n. sp., *Nautilus* sp., *Inoceramus Cripsii* Mant.

4. Gegend westlich von den Amboroko-Bergen. *Alectryonia ungulata* Schloth.

Die meisten dieser Fossilien deuten auf unteres Sénonien hin. Von großem Interesse ist die Mischung europäischer, nordafrikanischer und indischer Typen. **E. Philippi.**

P. Lemoine: Sur la présence de l'Oligocène à Madagascar. (Compt. rend. de l'Acad. des Sci. **138**. 1904. 311—313.)

Eocän ist von einer Anzahl von Lokalitäten auf Madagascar bekannt. Es scheint sich um mehrere Horizonte des Mittel- und Obereocän zu handeln (Lutétien supérieur und Bartonien), das Untereocän fehlt jedoch allem Anscheine nach.

Es ist von Interesse, daß sich auf der Halbinsel Bobaomby nördlich von Diego Suarez nun auch oberoligocäne Kalke mit einer reichen Molluskenfauna und der charakteristischen Foraminifere *Lepidocyclina* gefnnden haben. Es handelt sich meist um Formen, die schon aus Birma oder von den Sunda-Inseln bekannt sind. Die Fossilien sind fast alle abgerollt; dies und die Häufigkeit von *Lithothamnium* zwingt zu der Annahme, daß eine Seichtwasserablagerung vorliegt. Die Temperatur des Oligocänmeeres war ungefähr die gleiche wie die des heutigen, da mehrere Mollusken heute noch lebenden Arten angehören.

Das Oligocän der Halbinsel Bobaomby wechsellagert mit Basalttuffen und limburgitischen Laven; viel jünger sind wahrscheinlich die enormen Basaltausbrüche des Massif d'Ambre und die Tinguáite von Andrakaka. Auch auf den Sunda-Inseln scheint das Oligocän mit andesitischen Ergüssen eng verknüpft zu sein.

Das Oberoligocän ruht in Madagascar transgredierend auf Eocän, Senon und oberem Cenoman; es scheint durchaus den Schichten mit *Lepidocyclina Verbeeki* zu entsprechen, die von der Küste Deutschostafrikas beschrieben worden sind.

Ebenso wie auf Madagascar ist in Birma und auf den Sunda-Inseln eine ältere Transgression des Mitteleocän und eine jüngere des Oberoligocän nachgewiesen. Auch für die Christmas-Insel, Japan, Südaustralien und Neuseeland sind die gleichen Verhältnisse wahrscheinlich. Man kann annehmen, daß gleichzeitige Bewegungen am Rande einer gemeinsamen Geosynklinale eintraten; der analoge Vorgang ist aus dem Alttertiär Europas schon seit langer Zeit bekannt. **E. Philippi.**

Stratigraphie.

Silurische Formation.

G. Wiman: Studien über das nordbaltische Silurgebiet. I. (Bull. of the Geol. Inst. of Upsala. No. II. 6. 1902. 12—76. 4 Taf. 2 Karten.).

Es ist im wesentlichen die weitere Umgebung von Upsala, deren altpaläozoische Schichten Verf. schildern will. Eine längere historische Einleitung bringt u. a. den interessanten Nachweis, daß bereits 1715 Laurentius Roberg die Trilobiten als krebsartige Tiere gedeutet hat. Danach betrachtet Verf. die verschiedenen Gesteine, die sich teils anstehend, teils als Geschiebe gefunden haben. Die erstgenannten Vorkommen sind spärlich; sie liegen im wesentlichen in der Gegend des Meerbusens von Gefle. Viel verbreiteter sind Geschiebe, und durch die prozentuale Berechnung der verschiedenen Arten kommt Verf. zu dem Resultate, daß eine Reihe kleiner Gebiete unter der Geschiebedecke anstehen, welchen die Blöcke entstammen. Dieser erste Teil der Arbeit bringt die *Olenellus*-Schichten und die *Obolus*-Sandsteine und *Ceratopyge*-Schiefer, also das ganze dort vertretene Cambrium (zu welchem Verf. mit Moberg den *Ceratopyge*-Horizont rechnet), da für die Existenz der Paradoxidenschichten keine Belege gefunden wurden. Die *Olenellus*-Schichten bestehen im wesentlichen aus Sandsteinen verschiedener Ausbildung; bituminöse, phosphorithaltige (deren Alter nicht ganz sicher ist), glaukonitische, kalkige u. a. Sandsteine werden aufgeführt. Die Fauna ist ärmlich: *Olenellus* ist so selten, daß die Art nicht festgelegt werden konnte; weitere gefundene Trilobiten sind: *Paradoxides (?)*, *Arionellus balticus* n. sp., *Ellipsocephalus latus* n. sp. und *Ellipsocephalus* n. sp. Außerdem fanden sich eine Reihe von Ostracoden, die eine recht nahe Verwandtschaft mit den Formen zeigen, die Matthew aus den altcambrischen Schichten Nordostamerikas beschrieb, ein paar Mollusken (*Torellella laevigata* Lns. am häufigsten) und einige hornschalige Brachiopoden *(Lingula, Lingulella?, Mickwitzia monilifera,* eine neue Gattung *Causea formosa* n. sp., *Acrotreta, Kutorgina, Discinella)*; daneben *Cruziana* und andere zweifelhafte Dinge. Noch ärmer ist die Fauna des *Obolus*-Sandsteins, eines kalkigen, lockeren Gesteins, mit dem zusammen zahlreiche Phosphoritknollen sich finden; *Obolus apollinis* ist das einzige sicher bestimmbare Fossil. Die *Ceratopyge*-Schiefer, ein bituminöser schwarzer Tonschiefer, hat *Acerocare norvegicum* Mob., *Ceratopyge forficula* Sars, *Shumardia oelandica* Mob.? und *bottnica* n. sp. geliefert, daneben nur noch ungenügende Reste, worunter auch einen unbestimmbaren Graptolithen (nicht *Dictyonema).*

Ein kurzes Resumé bringt zum Schluß die wichtigsten Daten nebst einer Tabelle der Verbreitung der *Ceratopyge*-Fossilien im Kristiania-Gebiet und den baltischen Ländern, woraus Verf. seine schon oben erwähnte Ansicht betr. des cambrischen Alters dieses Horizontes begründet.

Drevermann.

Carbonische Formation.

Ludwig v. Ammon: Die Steinkohlenformation in der bayrischen Rheinpfalz. (Abdr. a. d. Erläut. zu Blatt Zweibrücken der geognostischen Karte des Königreichs Bayern. München 1903.)

Verf. gibt eine sehr eingehende Beschreibung der Steinkohlenformation in der bayrischen Rheinpfalz und schildert dabei die Ausbildung in den einzelnen Verbreitungsgebieten, die Gesteine und deren Lagerung, die Bohrungen, die Flözführung, den Abbau, die Gliederung und die aufgefundenen organischen Reste. Unsere Aufgabe ist, über die letztere, namentlich über die Floren der einzelnen Gebiete zu referieren.

I. Flözreiche Abteilung des Steinkohlengebirges. Die mittleren und unteren Saarbrücker Schichten oder das Saarbrücker und St. Ingberter Stockwerk.

Die bayrischen Gruben bauen nach v. Ammon auf folgenden Flözgruppen des Saarreviers:

Obere Saarbrücker Schichten mit dem Holzer Konglomerat an der Basis.		
Mittlere Saarbrücker Schichten (Flammkohlen)	Hangende Flammkohlen	Frankenholz und Konsol. Nordfeld
	Liegende Flammkohlen	
Untere Saarbrücker Schichten (Fettkohlen)	Hauptpartie der Fettkohlen	Mittelbexbach St. Ingbert
	Rothellgruppe Tiefste Kohlen der Rischbachbohrung	St. Ingbert

1. St. Ingbert. In dieser Grube sind 59 bauwürdige Flöze durchfahren worden. Sie verteilen sich auf 3 Flözgruppen. In der nördlichen Abteilung des Grubenreviers liegt (a) die Hauptflözgruppe mit 40 Flözen der oberen Fettkohlenpartie (Mächtigkeit 531 m), in der südlichen Abteilung befinden sich die tiefere Rothellgruppe (b) mit 19 Flözen (240 m Mächtigkeit) und darunter die Rischbachgruppe (c), die bis jetzt bekannt tiefste Gruppe des Schachtreviers.

a) Flora der Hauptflözgruppe. Ihr gehören die meisten der aufgefundenen Pflanzenreste an, nämlich nach Weiss (der die Rothellstücke nicht von denen dieser hangenden Reihe getrennt hat), mit Ergänzungen von Stur: *Neuropteris auriculata* Brongn., *N. gigantea* Sternb., *N. tenuifolia* Schloth., *N. Loshi* Brongn., *Cyclopteris orbicularis* Brongn., *C. trichomanoides* Brongn., *Sphenopteris irregularis* Sternb., *Sph. obtusiloba* Brongn, *Sph. cristata* Brongn. sp., *Sph. nervosa* Brongn., *Sph. alata* Brongn., *Talmatopteris geniculata* (Germ. et Kaulf.) Stur, *Pecopteris pennaeformis* Brongn., *Pec. dentata* Brongn., *Pec. plumosa*

Brongn., *Pec. Miltoni* Artis sp., *Pec. acuta* Brongn., *Alethopteris Grandini* Brongn. sp., *Al. pteroides* Brongn. sp., *Al. longifolia* Sternb. sp., *Al. erosa* Gutb., *Mariopteris muricata* Schloth. sp., *Lonchopteris Defrancei* Brongn. sp., *Linopteris neuropteroides* Gutb. sp.

Equisetites infundibuliformis Brongn., *Calamites cannaeformis* Schloth., *Cal. Suckowi* Brongn., *Cal. Cisti* Brongn., *Cal. varians* Germ., *Asterophyllites equisetiformis* Schloth., *Ast. rigidus* Sternb. sp., *Ast. longifolius* Sternb. sp.

Sphenophyllum saxifragaefolium Sternb. sp., *Sph. longifolium* Germ.

Stigmaria ficoides Brongn., *Sigillaria rhomboidea* Brongn., *Sig. Knorri* Brongn., *Sig. mammillaris* Brongn., *Sig. coarctata* Gold., *Sig. notata* Brongn., *Sig. alveolaris* Brongn., *Sig. elongata* Brongn., *Sig. Deutschiana* Brongn., *Sig. Polleriana* Brongn., *Sig. cyclostigma* Brongn., *Lepidophloios laricinus* Sternb., *Lep. acuminatus* Weiss, *Lepidodendron dichotomum* Sternb., *Lep. insigne* Sternb., *Lep. Goeppertianum* Presl, *Ulodendron majus* Sternb., *Lepidostrobus* und *Lepidophyllum*.

Rhabdocarpus cerasiformis Sternb.

Tierischer Rest: *Oedischia ingbertensis* n. sp. (Heuschreckenflügel).

b) Flora der Rothellgruppe. Nach Stur:

Flöz No. 1. *Aspidiaria* sp.

Flöz No. 3. *Lepidodendron Goeppertianum* Presl, *Lep.* cf. *acerosum* Lindl. et Hutt.

Flöz No. 4. *Calamites ramosus* Artis, *Cal.* cf. *verticillatus* Lindl. et Hutt, *Asterophyllites tenuifolius* Sternb., *Macrostachya infundibuliformis* Brongn., *Sphenopteris tridactylites* Brongn., *Cyatheites pennaeformis* Brongn., *C.* cf. *plumosa* Brongn., *Alethopteris nervosa* Brongn., *Al. muricata* Brongn., *Lepidodendron Goeppertianum* Presl, *Lep.* cf. *acerosum* Lindl. et Hutt.

Flöz No. 6. *Calamites Suckowi* Brongn.

Flöz No. 12. *Asterophyllites tenuifolius* Sternb., *Sphenopteris latilia* Brongn., *Sigillaria* sp.

Flöz No. 17. *Cyclopteris orbicularis* Brongn., *Neuropteris tenuifolia* Brongn., *N.* cf. *gigantea* Sternb.

Nach Potonié (aus dem Bickelbachschacht): *Ovopteris (Diplotmema) Zeilleri, Pecopteris plumosa, Alethopteris lonchitica, Neuropteris tenuifolia, Linopteris Brongniarti, Sphenophyllum saxifragaefolium, Sph. myriophyllum, Sph. majus, Asterophyllites longifolius, Lepidodendron, Rhytidolepis.*

c) Flora der Rischbachgruppe. Nach Potonié (einige der von ihm genannten Arten): *Sphenopteris trifoliolata* Artis, *Sph. neuropteroides* Boulay, *Ovopteris chaerophylloides* (Brongn.) Pot., *Odontopteris Coemansi* Andr., *Pecopteris plumosa* Art., *Pec. abbreviata* Brongn., *Alethopteris lonchitica* Schloth. sp., *Neuropteris rarinervis* Bunb., *Sphenophyllum cuneifolium* Sternb., *Sph. majus*, *Sph. myriophyllum* Crépin, *Calamites (Stylocalamites) Suckowi* Brongn., *C. Cisti* Brongn., *Annularia radiata* Brongn., *Asterophyllites longifolius* Sternb. sp., *Cingularia*, *Lepido-*

phloios laricinus STERNB., *Lepidophyllum, Sigillaria* aus der Gruppe *Rhytidolepis, Stigmaria ficoides* BRONGN.

Auffällig und zu mancherlei Bedenken Veranlassung gebend erscheint das Auftreten folgender Florula im Rothellschacht. Bei 193—210 m Teufe traten die soeben genannten Pflanzen einer typischen Flora der Saarbrücker Schichten auf, in einer Teufe von 281—300 m aber Arten, wie sie in ihrer Kombination nur aus den Ottweiler Schichten und aus dem Rotliegenden bekannt sind, nämlich (nach POTONIÉ): *Odontopteris subcrenulata* ROST sp., cf. *Neuropteris (Neurodontopteris) auriculata* BRONGN., *Calamites Suckowi* BRONGN., *Annularia* cf. *pseudostellata* POT., *Ann. stellata* SCHLOTH., *Ann. spicata* GÜTB. sp., *Asterophyllites longifolius* STERNB. sp., *Sigillaria (Subsigillaria) Brardi* BRONGN., *Cordaites* sp., außerdem versteinertes Holz (cf. *Cordaioxylon*).

Bei 370 m Teufe fanden sich aber wieder Pflanzen der Saarbrücker Schichten, nämlich: *Neuropteris gigantea* STERNB., *Linopteris* sp., *Calamites Suckowi* BRONGN., *Cordaites* sp.

In dem vom Rothellschacht ausgetriebenen Querschlage trat nach POTONIÉ eine „typische Flora der Fettkohlenpartie" auf, bestehend aus: *Palmatopteris geniculata, P. spinosa, Sphenopteris Sauveri, Mariopteris muricata, Pecopteris plumosa, P. pennaeformis, Alethopteris Davreuxi, A. lonchitica, Neuropteris gigantea, N. tenuifolia, Sphenophyllum majus, Sph. myriophyllum, Calamites Suckowi, Rhytidolepis* sp.

2. Mittelbexbach, mit 10 als bauwürdig bezeichneten Flözen. Pflanzeneinschlüsse kommen hier weniger häufig als im Ingberter Revier vor. Bezüglich der hier beobachteten Arten wird auf v. GÜMBEL's Geologie von Bayern (1894) verwiesen.

3. Frankenholz, jetzt die größte Steinkohlengrube Bayerns mit 25 Flözen.

Aus Flöz 2 erhielt v. AMMON: *Mariopteris nervosa* BRONGN. sp., *Lonchopteris* cf. *Defrancei* BRONGN. sp., *Sphenopteris nummularia* GUTB.;

aus Flöz 12: *Sphenopteris obtusiloba* BRONGN., *Sphenophyllum emarginatum* BRONGN. sp., *Alethopteris lonchitica* SCHLOTH. sp.;

aus Flöz 16: *Pecopteris arborescens* SCHLOTH. sp.;

aus Flöz 10: *Neuropteris flexuosa* STERNB.

Außerdem liegen noch einige *Pecopteris*-Arten (*P.* cf. *Candolleana* BRONGN.) und *Lepidodendron*-Stücke vor.

Nach LEO CREMER kamen noch vor: *Neuropteris gigantea* STERNB., *Sphenophyllum cuneifolium* STERNB., *Annularia stellata* SCHLOTH. sp. und *Mariopteris muricata* SCHLOTH. sp.

Die flözführenden Carbonschichten werden in Schacht III bei ca. 444 m Teufe überlagert von dem Holzer Konglomerat (10,5 m mächtig), mit dem die oberen Saarbrücker Schichten beginnen.

In den unteren Ottweiler Schichten des Schachtes (von 160 m abwärts) finden sich Schiefertonlagen mit Estherienkalkbänkchen, die große Mengen von *Estheria limbata* GOLD. enthielten, bei 262 m Kohlen der *Leaia*-Schichten, unmittelbar darunter Schiefer mit *Odontopteris Reichiana* GUTB.

und *Pecopteris pteroides* Brongn., dann Schichten mit zahlreichen Exemplaren von *Leaia Leidyi* var. *Bäntschiana* (Gein.) Beyr., ebenso bei 287 m.

Der obere Teil des Schachtes (bis über 150 m hinab) steht in dem Komplex des Höckerberger Sandsteins, also in mittleren Ottweiler Schichten.

4. Konsolidiertes Nordfeld mit dem Fortuna- und Wilhelminenschacht, welche 3 abbauwürdige Flöze aufgeschlossen haben.

Aus der Flözgruppe des Fortuna-Schachtes werden nach den durch v. Gümbel publizierten Bestimmungen des Referenten (1896) folgende Pflanzenarten angeführt: *Mariopteris muricata* Schloth. sp., *M. nervosa* Brongn. sp., *Pecopteris dentata* Brongn., *Odontopteris Coemansi* Andr., *Neuropteris Scheuchzeri* Hoffm., *Sphenophyllum cuneifolium* Sternb., *Sigillaria*-Blätter vereinzelt.

Cremer beobachtete in den Schichten der Nordfelder Kohle: *Alethopteris lonchitica* Schloth. sp., *A. Seslei* Brongn., *Pecopteris arborescens* Schloth. sp., *P.* cf. *Candolleana* Brongn., *P. dentata* Brongn., *Sphenopteris furcata* Brongn., *Lepidophyllum lanceolatum* Brongn., *Annularia stellata* Schloth. sp., *A. sphenophylloides* Ung., *Cordaites* sp.

II. Flözarme Abteilung des Steinkohlengebirges. Ottweiler Schichten oder Pfälzer Stockwerk.

Es werden unterschieden: untere Ottweiler Schichten, mittlere Ottweiler Schichten (Potzbergsandstein) und obere Ottweiler Schichten oder Breitenbacher Schichten.

Bemerkenswerte organische Reste sind außer den oben von Frankenholz aus den unteren Ottweiler Schichten bereits namhaft gemachten Fossilresten nur noch aus den Breitenbacher (oberen Ottweiler) Schichten angeführt, nämlich

von Ohmbach-Brücken: *Pecopteris arborescens, P. Pluckeneti, Callipteridium mirabile, Odontopteris Reichiana, Linopteris Germari, Sphenophyllum oblongifolium, Stylocalamites Suckowi, Asterophyllites equisetiformis, A. longifolius, Lepidophloios laricinus, Lepidophyllum majus;*

von Breitenbach (Augustus, Labbach) nach Weiss: *Callipteridium mirabile* Rost sp., *Cyclopteris trichomanoides* Brongn., *Pecopteris Bucklandi* Brongn., *Pec. Pluckeneti* Schloth. sp., *Pec. Bredowi* Germ., *Pec. Bioti* Brongn., *Cyathocarpus Miltoni* Artis sp., *C. unitus* Brongn., *Asterocarpus aquilinus* Schloth. sp., *Macrostachya infundibuliformis* Brongn. sp., *Equisetites priscus* Gein., *Asterophyllites grandis* Sternb. sp., *Sigillaria alternans* Sternb. sp., *Stigmaria ficoides* Brongn., *Lepidostrobus Geinitzi* Schimp.

Tierreste: *Estheria tenella* (bei Altenkirchen), *Gerablattina Weissiana* Goldenb. sp. (Brücken), *Anthracomartus palatinus* v. Ammon (Brücken). Die Breitenbacher Stufe bezeichnet v. Ammon daher als „Schichten mit *A. palatinus*“.

Ref. hätte diesen Mitteilungen mancherlei hinzuzufügen, da er in den Jahren 1896 und 1897 v. Gümbel verschiedene, nicht unwesentliche Fragen bezüglich der Steinkohlenformation der Pfalz zu beantworten hatte, und zwar auf Grund einer größeren Reihe von pflanzlichen Fossilresten

aus dem Fortunaschachte des Nordfeldes und von Mittelbexbach. Es mögen wenigstens einige kurze Notizen hierüber hier Platz finden.

Eine Reihe pflanzlicher Reste, die im Fortunaschachte bei 640 m Teufe gefunden worden war, veranlaßte v. Gümbel im März 1896 zu der Anfrage an den Referenten, „ob man dieselben dem typischen Carbon oder den Cuseler Schichten zuweisen solle". Ref. konnte nach Einsicht der Fossilreste mit Bestimmtheit erklären, daß eine typische Flora der produktiven Steinkohlenformation (Saarbrücker Schichten) vorliege. v. Gümbel schrieb darauf, daß er „freudigst überrascht" sei über die „aus den vorgelegten Pflanzenresten gezogenen Folgerungen, welche für die Fortsetzung der älteren Carbonschichten unter den Cuseler Schichten bergtechnisch von großer Wichtigkeit" seien. Es läge nun der Beweis vor für seine Vermutung, „daß das produktive Kohlengebirge nicht an der östlichen großen Buntsandsteinverwerfung abstoße" (vergl. hierzu v. Gümbel in der Zeitschr. f. prakt. Geol. Mai 1896 und v. Ammon's Notiz auf p. 85 der in Rede stehenden Arbeit).

Im Mai 1896 erhielt Ref. von v. Gümbel durch v. Ammon eine neue Sendung von Pflanzenresten aus dem Fortunaschachte, sowie solche von Mittelbexbach (nach Flözen geordnet), so daß die Flora des ersteren ergänzt und Vergleiche mit der der letzteren Grube angestellt werden konnten. Ref. berichtete darüber im Juli 1897, und zwar in dem Sinne, daß „die Vergleiche am meisten zugunsten einer Zurechnung beider Floren zu den mittleren Saarbrücker Schichten sprechen, zu welchen übrigens, wie ich nachträglich sehe, auch Weiss die Flora von Bexbach stellte". v. Gümbel fand diese Beurteilung des Alters der beiden Floren „mit den Ergebnissen der stratigraphischen Geologie vortrefflich übereinstimmend". Im Jahre 1898 starb v. Gümbel, und so ist es zu weiteren Publikationen der Mitteilungen des Ref. an ihn nicht gekommen.

In der vorliegenden Arbeit v. Ammon's ist das Consol-Nordfeld gleichfalls in den Horizont der mittleren Saarbrücker Schichten gestellt, Mittelbexbach aber in die obere Abteilung der unteren Saarbrücker Schichten. Pflanzenarten werden nicht angeführt; es wird auf diejenigen zurückgegriffen und verwiesen, die v. Gümbel 1894 in seiner „Geologie von Bayern" mitteilte. Wenn unter Bezugnahme auf Potonié und Frech *Mariopteris muricata* Schloth. sp. als besonders bezeichnend für untere Saarbrücker Schichten angenommen wird (p. 50), so möchte ich darauf hinweisen, daß in den gleichfalls von Potonié gegebenen Florenübersichten in A. Leppla, Geologische Skizze des Saarbrücker Steinkohlengebirges (1904) diese Art als in den unteren Saarbrücker Schichten (Fettkohlengruppe) häufig, aber als in der unteren und oberen Abteilung der mittleren Saarbrücker Schichten (Liegende und obere Flammkohle) sehr häufig vorkommend angegeben wird und daß sie auch im Fortunaschachte sehr häufig auftritt.

Lonchopteris Defrancei Brongn. sp., die bei Mittelbexbach häufig vorkommt, ist als typische Pflanze für mittlere Saarbrücker Schichten angeführt. Sie tritt nach Potonié (in Leppla l. c.) in den unteren Saar-

brücker Schichten nur selten, in den mittleren (liegenden und hangenden) Saarbrücker Schichten dagegen sehr häufig auf, und die bei Mittelbexbach häufige *Alethopteris Davreuxi* fand sich nach Potonié in den unteren Saarbrücker Schichten nicht, wohl aber sehr häufig in den beiden Abteilungen der mittleren Saarbrücker Schichten. Sigillarien *(Rhytidolepis)* sind bei Mittelbexbach ziemlich selten. — Diese Tatsachen dürften doch wohl für meine Auffassung sprechen.

Es würde zu weit über den Rahmen eines Referates hinausführen, wenn Ref. noch weiter auf die von ihm untersuchten Carbonpflanzen der Pfalz eingehen wollte. Vielleicht findet sich hierzu anderweit Gelegenheit.

Sterzel.

Triasformation.

D. Del Campana: Contributo allo studio del Trias superiore del Montenegro. (Rend. Accad. d. Lincei. (5.) **13**. 1904. 2. Sem. 554—559. Roma 1904.)

Es werden aus Montenegro und Albanien beschrieben *Megalodon Damesi* Hörn., *M. Gümbeli* Stopp., einige *Pecten* sp. und ein *Encrinus* cf. *moniliformis* Mill. Die *Megalodon* treten in manchen dolomitischen Kalken ziemlich häufig auf. **Deecke.**

Ag. Galdieri: La malacofauna triasica di Giffoni nel Salernitano. (Mem. R. Accad. d. Sc. fis. e mat. Napoli. (2.) **12**. No. 17. 1. Juli 1905. 30 p. u. 1 Taf.)

Die fischführenden Ablagerungen im Salernitaner Apennin südlich von Neapel sind schon vor Jahren für Hauptdolomit erklärt worden, seit Bassani die Gleichartigkeit der Fische mit denen von Lumezzane und Besano konstatierte. Agassiz hatte an obere Kreide geglaubt. Nun sind vom Verf. auch die begleitenden Mollusken revidiert und als zur oberen Trias gehörig bestimmt. Es fanden sich *Megalodus triqueter*, *Worthenia solitaria*, *Gervilleia exilis* aus dem Hauptdolomit, daneben Raibler Arten wie *Gonodus Mellingi*, *Myoconcha* aff. *lombardica*, *Cardita crenata*; ja sogar einzelne Cassianer Formen treten auf. Trotzdem bleibt die Entwicklung echter Raibler Schichten im Apennin noch zweifelhaft. **Deecke.**

Juraformation.

W. Kilian et A. Guébhard: Étude paléontologique et stratigraphique du Système Jurassique dans les Préalpes maritimes. (Bull. soc. géol. de France. (4.) **2**. 1902. 737. Paris 1905.)

In jurassischen Horizonten der Préalpes maritimes, die man lange Zeit fast für fossilfrei gehalten hat, konnte Guébhard reiche Versteinerungssuiten auffinden, die Kilian durch näheres Studium der Stratigraphie nutzbar gemacht hat.

Das Bajocien setzt mit hornsteinführenden braunen Dolomiten ein, die nach oben in hornsteinführende kompakte Kalke mit Crinoiden und Radiolen von Seeigeln und in schokoladebraune Oolithe übergehen können. Ihre Fauna besteht größtenteils aus Bivalven, Echiniden und Crinoiden und ist mit der Fauna des oberen Bajocien von Lothringen und des Jura verwandt, wo diese Stufe in kalkiger Riffazies entwickelt ist. Lebhaft kontrastiert diese Bildung mit dem tonigen und bathyalen Bajocien der Gegend von Digne und Castellane und erinnert an die provençale Fazies Haug's. Sie beweist die Nähe einer Küste oder die Existenz eines Festlandes, des Massif des Maures, das im Bajocien-Meere eine ähnliche Rolle spielte, wie das Zentralplateau oder die Vogesen.

Auch das Bathonien enthält noch eine ausgezeichnet sublitorale Fauna, die sich auf drei Horizonte verteilt, deren unterster schon ein ziemlich hohes Niveau einnimmt. Auffallend ist bei einem dem Mittelmeere so nahe liegenden Vorkommen die enge Verwandtschaft mit den Faunen des englischen und des Pariser Beckens. Der sublitorale Charakter ist zwar noch im Callovien durch das Vorherrschen zahlreicher Pectines angedeutet, allein das Vorhandensein der Cephalopoden weist schon auf größere Meerestiefe hin. Die hierauf folgenden Ablagerungen zeigen nun bis zum oberen Séquanien die Cephalopodenfazies, die erst im Kimmeridge und Portland wieder der sublitoralen, zoogenen Fazies weicht.

Im Callovien vertreten neben zahlreichen allgemeiner verbreiteten Cephalopoden mehrere *Phylloceras* und *Lytoceras* das mediterrane Element.

Das Oxfordien erinnert durch das Vorhandensein von Glaukonit und die lokalen Anhäufungen von Spongien an die Schwammfazies, die Fauna besteht aber größtenteils aus Cephalopoden. Man findet hier dieselben Formen wie in Trept, Birmensdorf, Rians und Chabrières. Von den nördlicheren Vorkommnissen unterscheidet sich die Fauna durch das sehr häufige Vorkommen von *Phylloceras tortisulcatum* und *protortisulcatum*. Hierin, wie in dem Auftreten von zwei weiteren Arten von *Phylloceras* und eines *Lytoceras* und in der großen Seltenheit von *Cardioceras* erscheint der mediterrane Charakter angedeutet.

Das Rauracien und Séquanien zeigen in ihrer Vertretung durch sublithographische Ammonitenkalke einen bathyalen Charakter. Diese Ammonitenkalke enthalten eine reiche Ammonitenfauna, die der Fauna von Mt. Crussol (Ardèche) (Zone der *Oppelia tenuilobata* und des *Perisphinctes polyplocus*) genau entspricht. Gewisse Formen, wie *Lissoceras carachtheis, Oppelia valentina, Aulacostephanus Phorcus,* einige *Simoceras, Aspidoceras* und *Perisphinctes* sprechen dafür, daß in den sublithographischen Kalken auch das tiefere Kimmeridgien vertreten ist, während das Vorhandensein von *Peltoceras bicristatum* Rasp.[1] (= *P. bimammatum* Qu.) auf das Rauracien hindeutet.

---

[1] Kilian ersetzt den eingebürgerten Speziesnamen *bimammatus* aus Gründen der Priorität durch die oben genannte ältere Raspail'sche Bezeichnung aus dem Jahre 1842 (Hist. nat. des Amm. pl. II fig. 18).

Im oberen Kimmeridgien und tieferen Portlandien verschwinden die Ammoniten, an ihrer Stelle erscheint zuerst eine Brachiopodenfauna (*Terebratula Zietèni, T. farcinata, Rhynchonella trilobata* u. a.), dann treten zoogene und koralligene Kalke mit ihrem Gefolge von Kieselkalken und mit Einschaltungen von lithographischen Kalken auf, und so folgen Faziesbildungen aufeinander, die in höchst auffallender Weise an die Verhältnisse des fränkischen Jura erinnern. Den Beschluß bilden koralligene Schichten mit *Rhynchonella Astieri* und *Cidaris glandifera,* die nach oben in weiße, wahrscheinlich schon zum Berriasien gehörige Kalke mit *Natica Leviathan* übergehen.

Diese Zusammensetzung der Juraformation scheint dafür zu sprechen, daß die Préalpes maritimes dem Südrande einer mesozoischen Geosynklinale entsprechen und die Nähe eines Küstenlandes anzeigen. Die schwächeren Trans- und Regressionen spiegelten sich hier in der Fazies wieder. Die Ablagerungen des obersten Jura zeigen hier von Digne nach Escragnolles, also in der Richtung von NW. nach SO. eine ähnliche Veränderung, wie sie dieselben Ablagerungen von den bayrischen Alpen oder Vorarlberg nach Franken hin, in der Richtung von SW. nach NO., aufweisen. So wie im Osten des fränkischen Jura die Böhmische Masse ein Litoral bildete, so spielte hier dieselbe Rolle das kristalline Massif des Maures.

Der paläontologische Teil dieser interessanten Arbeit beschäftigt sich mit der eigentümlichen Mischung von mediterranen und mitteleuropäischen Typen, die man im Jura der Préalpes maritimes festzustellen hat. Außerdem enthält er die Beschreibung und Abbildung von *Aspidoceras* cf. *Lemani* E. Favre, *Perisphinctes Ribeiroi* Choff. und *P. inconditus* Font., *Lytoceras Orsinii* Gemm., *Perisphinctes Frischlini* Opp. (= *trifurcatus* Qu.), *Simoceras* cf. *Malletianum* Font., *S. Sautieri* Font., *S. Cafisii* Gemm.

V. Uhlig.

Kreideformation.

G Sayn et F. Roman: L'Hauterivien et le Barrêmien de la rive droite du Rhône et du Bas-Languedoc. (Bull. soc. géol. de France. (4.) 4. 607. Année 1904.)

Aufgabe der vorliegenden Arbeit ist ein genauer Vergleich des Neokoms am rechten Rhône-Ufer mit dem subalpinen Neokom. Die Verf. werden dieser Aufgabe durch Mitteilung einer großen Anzahl detaillierter Durchschnitte vom rechten Rhône-Ufer, an die sie den Durchschnitt von Livron im Übergangsgebiete am linken Ufer anschließen, gerecht. Die Ergebnisse sind im Schlußkapitel zusammengefaßt. Wir heben hier folgendes heraus:

Das untere Valanginien (Zone des *Hoplites pexiptychus*) zeigt im ganzen Untersuchungsgebiete eine gleichmäßige Fazies. Das obere Valanginien (Zone mit *Duvalia Emerici* und *Saynoceras verrucosum*) ist, wie fast überall, schlecht charakterisiert; Verf. zählen hierher die glaukonitischen Schichten mit *Hoplites teschenensis* Uhl. von Mons und die darüber liegenden Mergel mit *Duvalia Emerici* und pyritischen Ammoniten.

Im unteren Hauterivien unterscheiden Verf. eine Zone mit *Hoplites castellanensis* und eine Zone mit *Crioceras Duvali.* Die erstere besteht aus Mergeln und mergeligen Kalken mit *Duvalia dilatata* und Crioceren aus der Gruppe des *Crioceras Duvali,* darüber aus mergeligen Kalken mit *Amaltheus* (*Coelopoceras* Hyatt) *clypeiformis* und verschiedenen Holcostephanen. Zum unteren Hauterivien werden auch die Kalke mit *Hoplites Vaceki* Neum. et Uhl. von mas Sicard gezählt, die auf Schichten mit *H. noricus* aufruhen. In diesen Schichten erscheinen mehrere norddeutsche Formen, wie *H. longinodus* N. et U., *paucinodus* N. et U., *Ottmeri* N. et U., ein sehr interessantes und beachtenswertes, wenn auch auf diese eine Lokalität beschränktes Vorkommen. Die Zone des *Crioceras Duvali* nimmt zweierlei Fazies an: sie erscheint bei Cruas, Bain, Seyne als Spatangenkalk mit *Ostrea Couloni,* bei Nîmes, Sommières, Beaucaire, wie auch bei Ruoms als kompakter Kalk mit *Toxaster*, *Ostrea Couloni*, *Hoplites radiatus,* ferner mit neuen Hopliten von ausgesprochener Verwandtschaft mit norddeutschen Typen. Verf. bezeichnen diese Fazies im Gegensatz zur subalpinen als Cevennen-Fazies; sie ist im Umkreise des Zentralplateaus sehr verbreitet und hat enge Beziehungen zum Hauterivien von Moustiers und Escragnolles, das zum alten Massif des Maures eine ähnliche randliche Stellung einnimmt, wie die Cevennen-Fazies zum Zentralplateau. Verf. konnten feststellen, daß die Zone mit *Hoplites cruasensis* Torcapel (Cruasien inférieur) nicht dem unteren Barrêmien angehört, sondern daß sich das Hauptlager dieser Form zu oberst in der Zone des *Crioceras Duvali,* unterhalb der Zone des *Desmoceras Sayni* befindet.

Das obere Hauterivien zerfällt in eine untere Zone mit *Desmoceras Sayni* und eine obere mit *Hoplites angulicostatus.* Die untere, im Dauphiné gut charakterisierte Zone ist noch bei Livron und in der Ardèche leicht zu verfolgen, weiter südlich wird sie fossilarm. Die obere Zone mit *H. angulicostatus* zeichnet sich dagegen durch große Beständigkeit aus. Die mergeligen Ammonitenkalke dieses Horizontes erinnern lebhaft an die klassischen Lokalitäten des Diois, nur fehlen hier die *Phylloceras* und *Lytoceras.*

Das untere Barrêmien besteht von Livron bis zur Breite von St.-Remèze aus mergeligen Cephalopodenkalken. Die subalpine Geosynklinale scheint sich in dieser Periode mehr als in jeder anderen der Unterkreide dem Zentralplateau genähert zu haben. Von Bedeutung ist hier die Fauna von Cruas mit *Costidiscus recticostatus* und *Ancyloceras* cf. *Matheroni,* die man dem unteren Aptien zuschreiben möchte, zwänge nicht die stratigraphische Stellung zur Einreihung ins untere Barrêmien. Im Westen und Süden von St.-Remèze ist das untere Barrêmien durch Mergel und bläuliche Mergelkalke mit Seeigeln und Austern vertreten, es ist dies das Barutêlien Torcapel's, das demnach nichts anderes ist als eine Fazies des unteren Barrêmien.

Das obere Barrêmien besteht bei Cruas aus Mergelkalken mit *Costidiscus recticostatus* und bei St.-Thomé aus weißen Kalken mit *Heteroceras Giraudi.* In anderen Teilen des Untersuchungsgebietes ist es durch

helle, subkristalline Kalke vertreten. In dieses Niveau fällt in Languedoc der Rudistenkalk des sogen. Donzèrien. Das Bedoulien erscheint im allgemeinen als Kalk mit großen Cephalopoden. Paquier stellt mehrere Rudistenlager der Gegend von Viviers (Ardèche) hierher.

Aus dieser Zusammenstellung ergibt sich, daß die Sedimentation während des unteren Valanginien in Languedoc ungefähr unter denselben Verhältnissen erfolgte, wie in der subalpinen Geosynklinale. Schon im oberen Valanginien machen sich Unterschiede bemerkbar, welche Verf. auf verschiedene Meerestiefen zurückführen. Diese Unterschiede steigern sich im Hauterivien und Barrêmien. Das Néocomien des Languedoc nähert sich ein wenig dem Type mixte von Grenoble, mit dem Unterschiede, daß die Urgon-Fazies bei Grenoble durch das ganze Bedoulien herrscht, während hier Kalke mit großen Cephalopoden entwickelt sind. Je mehr man sich dem Süden nähert, in um so tieferen Horizonten findet man Einschaltungen von Kalken mit kalkigen Bruchstücken und Lumachellen. Man könnte hieraus schließen, daß der Mangel des Neokoms im Süden von Montpellier nicht einer späteren Denudation, sondern einer Emersion zuzuschreiben sei.

V. Uhlig.

Tertiärformation.

Fr. Jenny: Fossilreiche Oligocänablagerungen vom Südhang des Blauen (Juragebirge). (Verh. Naturf. Ges. Basel. **18.** (1.) 119.)

Auf dem oberen Jura liegt diskordant auf dem Plateau von Kleinblauen 12—13 m Kalksandstein, Sandstein und sandige Mergel, von welchen ein genaues Profil gegeben wird. Angeführt werden: *Aceratherium Filholi, ? Ronzotherium Reichenaui, Anthracotherium, Halitherium Schinzi, Plagiolophus Fraasi,* Zähne von Haifischen etc., *Natica crassatina, Cerithium Lamarki, Ostrea callifera* und andere Bivalven.

Ein Erosionstrichter enthielt auch Knochen von Hirsch und Ochsen.

von Koenen.

R. Michael: Über das Alter der subsudetischen Braunkohlenformation. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. Monatsber. No. 6. 1905. 224.)

Bohrlöcher in Oberschlesien bei Jacobswalde und Kujau haben bis zu 180 m Sande und Tone mit Braunkohlen, dann mittelmiocäne, hellgraue Tone mit *Ostrea cochlear,* nach unten mit zahlreichen *Cerithium* cf. *pictum, Lithoglyphus, Limnocardium, Melanopsis* etc. nachgewiesen.

von Koenen.

Karl A. Grönwall: Geschiebestudien, Beitrag zur Kenntnis der ältesten baltischen Tertiärablagerungen. (Jahrb. d. kgl. preuß. geol. Landesanst. f. 1903. **24.** (3.) 420.)

Über der Schreibkreide folgt in Dänemark das Danien und Kalke von sehr wechselnder Beschaffenheit mit *Crania tuberculata*, welche nach oben z. T. große Quarzkörner, Phosphoritknollen und abgerollte Fossilfragmente enthalten, namentlich von Crinoiden, Seeigeln, Bryozoen und Fischzähnen.

Die ältesten Tertiärbildungen sind bei Kopenhagen die paleocänen Tonmergel des westlichen Gaswerkes und zahlreiche Geschiebe; dahin gehören auch wohl die Glaukonitsande von Lellinge und hellgraue Mergel von Kerteminde, die nach unten reicher an Glaukonit werden. Im Gaswerk lag aber über der Kreide glaukonitischer Mergel mit abgerollten Kreidefossilien und nicht abgerollten paleocänen, so daß hier wohl eine Diskordanz vorliegt.

Faxekalkgeschiebe finden sich noch östlich von Bornholm, sowie bis zur Oder und Leipzig, und der Saltholmskalk ist hier zuweilen reich an Glaukonit, so von Stettin bis Groningen. Der *Crania*-Kalk ist aber durch Übergänge mit Paleocängeschieben eng verbunden, die neben Echinodermen besonders *Sphenotrochus latus* oder andere paleocäne Arten enthalten, wie sie aufgeführt werden. Es werden dann unterschieden: 1. die grauen Paleocängeschiebe; 2. die rostbraunen Sandsteine, in denen neben denselben Arten auch jüngere, wie *Turritella imbricataria* und *T. hybrida* vorkommen, und die deshalb als höchstens den Sables de Cuise gleichgestellt werden! Die Mergelgesteine von Lellinge und Kerteminde sind nur von Mecklenburg nach Westen gefunden worden.

Die Tone der Greifswalder Oire und die Basalttuffe finden sich weit verbreitet und werden dem jütischen Moler gleichgestellt, deren Alter noch unsicher ist, da Stolley sie dem London-clay gleichstellt, andere aber dem Unter- oder Mitteloligozän.

Aus der Verbreitung der Gesteine wird endlich gefolgert, daß sie im Osten in flacherem Wasser abgelagert seien als im Westen.

Der Glimmerler „enthält eine Molluskenfauna, die an einigen Fundorten am nächsten ein mitteloligocänes, an anderen ein untermiocänes Alter ergibt“ [also ist wohl der Glimmerler verschiedenen Alters. Ref.].

von Koenen.

S. J. R. Handmann: Zur Kenntnis der Congerienfauna von Leobersdorf und Umgebung. (Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1904. 48—59.)

Verf. gibt eine ausführliche Beschreibung der Congerienfauna von Leobersdorf bei Vöslau (Niederösterreich). Er teilt die Fauna von Leobersdorf in zwei Gruppen; die erste enthält 9 Arten der Gattung *Melanopsis, Melania Escheri* Brong. und *Neritina leobersdorfensis* Handm. Die zweite Gruppe umfaßt nach der Faunenliste des Verf.'s 38 Arten; nicht weniger als 16 verschiedene *Melanopsis*-Arten erscheinen hier neben einer *Melania*-, einer *Melanosteira*- und 7 *Neritina*-Arten; außerdem werden angeführt: *Caspia Frauenfeldi* Schwarz, *C. obtusa* Brus., *Planorbis cornu* Brong. var. *Martelli* Dunk., *Pl. varians* Fuchs, *Bythinia*

cf. *Budinici* Brus., *Limnaea* cf. *kenesense* Hal., ? *Pupa* sp., *Carychium gracile* Sdb., *Congeria* cf. *ornithopsis* Brus., *C. minima* Brus., *C. quadrans* Handm., *Congeria* sp., *Cardium* sp.

Aus den Congerienschichten von Wittmansdorf bei Leobersdorf werden 18 Arten angeführt, darunter 11 *Melanopsis*-Arten.

Folgende „Formen" werden als neu unterschieden: *Melanopsis calamistrata* n. f., *M. semirugosa* n. f., *Neritina bizonata* n. f., *N. glaucescens* n. f., *N. extensa* n. f. Abbildungen sind den kurzen Beschreibungen nicht beigegeben.

Das Prinzip, einen vielgestaltigen Formenkreis in eine Unzahl von „Formen" oder „Arten" zu zersplittern, die beliebig vermehrt werden können, führt, wie es scheint, zwar dazu, daß die Fossillisten gewisser Lokalitäten einen beträchtlichen Umfang erreichen, kann aber von deszendenz-theoretischem Standpunkte aus nicht als fruchtbringend bezeichnet werden. Diese Methode müßte konsequenterweise darin gipfeln, schließlich jedes Individuum eigens zu benennen, namentlich bei einer so stark variierenden und mutierenden Gruppe, wie es die Melanopsiden sind; ist doch bekanntlich kein Individuum dem anderen absolut gleich. Viel wichtiger wäre die Feststellung der Tatsache, in welcher Richtung die Angehörigen eines Formenkreises an einer bestimmten Lokalität vorzugsweise abändern, und die Art und Häufigkeit dieser Formdifferenzen mit anderen Vorkommnissen zu vergleichen. **O. Abel.**

H. Douvillé: Sur la comparaison des divers bassins nummulitiques. (Bull. Soc. géol. de France; Compt. rend. Sciences. November 1905. 168.)

In dem französisch-belgischen Becken finden sich folgende mächtige Nummulitenhorizonte:

1. Mittleres und oberes Yprésien mit *Nummulites planulatus, Alveolina oblonga.*
2. Unteres Lutétien mit *Nummulites laevigatus, N. scaber, Alveolina oblonga.*
3. Mittleres Lutétien mit *Nummulites laevigatus, N. scaber, Alveolina Bosci, Orbitulites complanatus.*
4. Anversien mit *Nummulites Heberti-variolarius.*
5. Wemmelien mit *N. Orbignyi-wemmelensis.*
6. Stampien mit *N. Bezançoni.*

In Hampshire findet sich *N. variolarius* noch in den Bracklesham-Schichten, *N. wemmelensis* an der Basis des Bartontons, und diese Zonen sind scharf voneinander getrennt. Im südwestlichen Frankreich sind die Schichten mächtiger, die Zonen zahlreicher und ihre Reihenfolge zusammenhängend. Erstens findet sich bezeichnend bei Royan *N. atacicus*, tritt vielleicht schon im oberen Yprésien auf und geht durch das untere Lutétien bis in das obere mit *N. biarritzensis-Guettardi.* Das sehr ähnliche Paar *N. contortus-striatus* vertritt die *N. Heberti-variolarius* des Anversien und wird

dann ersetzt durch *N. vascus-Boucheri,* sehr ähnlich dem *N. Besançoni;* in den oberen Schichten ist *N. Bouillei-Tournoueri* verwandt mit *N. wemmelensis.*

Ein zweiter Stamm vertritt die großen Arten *N. Murchisoni, N. irregularis* an der oberen Grenze des unteren Lutétien. Zugleich erscheinen die gegitterten, gewöhnlich gekörnelten Formen *(N. laevigatus, N. scaber),* entwickeln sich stark im mittleren Lutétien *(N. crassus, N. Brongniarti)* und an der Basis des oberen Lutétien *(N. Brongniarti, N. aturiens, N. complanatus).* Darüber finden sich nur noch kleine Formen *(N. Lucasi),* die vom Anversien an durch gegitterte, nicht gekörnelte *(N. intermedius)* ersetzt werden. Die großen Nummuliten beginnen also im unteren Lutétien und hören auf vor dem Ende des oberen Lutétien, ebenso wie die Assilinen, *Orbitolites complanatus* und Alveolinen (unten elliptisch, oben spindelförmig), die scheiben- oder sternförmigen *Orthophragmina,* welche noch im oberen Anversien sehr häufig sind und dann verschwinden.

Im Vicentinischen ist die Folge dieselbe; *Nummulites bolcensis-spilucensis* ist eine Mutation von *N. planulatus,* die etwas älter als *N. atacicus* zu sein scheint. Darüber folgen die Zonen der großen Nummuliten und Assilinen, unten *N. laevigatus, N. irregularis, Assilina praespira,* elliptische und spindelförmige Alveolinen, ähnlich wie in Aquitanien; dann die Schichten mit *Cerithium Diaboli, Nummulites biarritzensis* und den gewöhnlichen Orthophragminen des oberen Lutétien. Die Schichten von Priabona und Granella enthalten *N. contortus-striatus* und Übergangsformen von den körneligen zu den gegitterten, nach oben die *Orthophragmina.* Noch höher erscheinen die Schichten mit *Nummulites vascus-Boucheri,* Kirche von Priabona, Montecchio Maggiore, Castel Gomberto, Malo. Die Schichten von Ronca sind also nicht höher zu stellen als das obere Lutétien, und die *Orthophragmina*-Schichten von Priabona nicht jünger als das Bartonien. **von Koenen.**

Ch. Depèret et A. Guébhard: Sur l'âge des Labradorites de Biot. (Bull. Soc. géol. de France. (4.) **2.** 6. 885.)

Nach Besprechung der früheren Arbeiten über diesen Gegenstand wird ausgeführt, daß über marinen Tonen mit *Arca clathrata* Defr., *Pecten duodecimlamellatus* Bronn etc. des Tortonien Süßwassertone, Sandsteine, Braunkohlentone und Tufftone folgen mit *Planorbis* cf. *praecorneus, Limnaea cucuronensis, Bithynia* cf. *leberonensis,* die wohl auch dem Miocän angehören, dann die Labradorite und über diesen blaue, marine Tone mit einigen pliocänen Bivalven (wohl oberes Plaisancien), so daß die Labradorite dem Ende des Miocän oder dem Anfang des Pliocän angehören.

von Koenen.

W. Kilian: Présence de nombreuses *Orthophragmina* de grande taille dans les calcaires éocènes de Montricher-en-Maurienne. (Compt. rend. d. Sciences; Bull. Soc. géol. de France. 4 sér. **5.** 309.)

Kilian hat große Orthophragminen zusammen mit *Nummulites mille-caput-aturica* und *N. perforata*, die im Becken der Durance, Talon et Champanastaïs vorkommen, in der Gegend von Ubaye, St.-Clément (Hautes-Alpes) wiedergefunden in Schichten des Lutétien, wie sie ähnlich von Ficheur in Kabylien und schon von Pillet bei Montrichen beobachtet wurden, so daß hier ein weitverbreiteter Horizont vorliegt, der sich durch Ligurien und Savoyen erstreckt. **von Koenen.**

G. Velge: Les affleurements du terrain tertiaire dans le Limbourg. (Ann. Soc. géol. de Belgique. **23**. 147. 1905.)

Die Karte gibt bei Genck, Helchteren, Houthaelen und Opitter-Gruitrode Sande des Diestien über solchen des Boldérien und dann des Unteren Rupélien an. Es wird nun ausgeführt, daß weder an diesen Stellen, noch weit in die Runde der Untergrund aus einer dieser drei Zonen besteht, die erst in sehr großer Tiefe anstehen und das Rupélien inférieur stets von den mächtigen Tonen des Rupélien supérieur überlagert. Das Diestien ist in Wirklichkeit Poederlien, das Boldérien und Rupélien inférieur dagegen Scaldisien. **von Koenen.**

Maurice Leriche: Sur la signification des termes Landénien et Thanétien. (Ann. Soc. géol. du Nord. **34**. (3.) 1905. 201.)

Das Heersien und Landénien inférieur Belgiens entspricht den Thanet-Sands Englands und den Sables de Bracheux, das Landénien supérieur der Woolwich- und Reading-Series und den Lignites du Soissonnais. Für alle diese Schichten gab Renevier den Namen Thanétien, während Dumont (Mengy) weit früher den Namen Landénien gegeben hatten; dieser ist also für das obere Paleocän beizubehalten. Der Name Heersien ist aufzugeben. **von Koenen.**

L. Cayeux: Existence d'une faune saumâtre dans les sables de l'argile plastique d'Issy (Seine). (Compt. rend. Acad. Sc. Paris. **140**. 1728.)

In der großen Sandgrube von Issy finden sich Markasitknollen mit Schalen und Bruchstücken von solchen, wovon nur *Cyrena cuneiformis* bestimmbar war. **von Koenen.**

A. Rutot: Nouvelles trouvailles dans le Montien supérieur. (Bull. Soc. belge de Géologie. **18**. (4.) 1904. 235.)

In einer Tongrube bei Trien de Leval finden sich zahlreiche Pflanzenreste, besonders Blätter, aber auch ein Baumstamm mit Harz und Insekten darin, ferner eine *Trionyx*, Knochen eines mittelgroßen Säugetieres, sowie *Unio* und andere Süßwassermuscheln, während Wirbel von Reptilien schon früher gefunden wurden. **von Koenen.**

A. Rutot: Le facies sparnacien du Landenien supérieur aux sablières de la Courte, à Leval-Trahegnies. (Ann. Soc. belge de Géologie. **18**. (4.) 236.)

Neben den groben Sanden des Landenien supérieur sind bei La Courte neuerdings über 6 m reine, plastische Tone mit kohligen Lagen und Sandlinsen aufgeschlossen worden. Bei Leval-Trahegnies ist noch besser zu sehen, daß die Tone nach dem Rande zu auf Kosten der fluviatilen Sande schnell an Mächtigkeit zunehmen, welche unten verschiedentlich kleine Lagen von dicken, grauen Feuersteingeröllen enthalten, während in den Tonen auch Lignit und Harz mit Insektenresten enthalten ist neben undeutlichen Blattabdrücken. **von Koenen.**

Ad. Guébhard: A propos de l'enquête sur les anciens rivages du Pliocène. (Bull. Soc. géol. de France. (4.) **4**. Compte r. Séances. 651.)

Notizen über das Vorkommen in der Gegend von Vence von aufsitzenden Austern und von Bohrmuscheln des Pliocän in 140 und 200 m Meereshöhe. **von Koenen.**

L. Collot: Pliocène et Quatérnaire de la région du Bas-Rhône. (Bull. Soc. géol. de France. (4.) **4**. 1904. 401.)

Aus der Beschreibung einiger Schichtenfolgen der Gegend von Martigues wird gefolgert, daß am Schluß des Miocän oder Anfang des Pliocän das Meer 180 m höher stand und die Durance ihren Schutt auf den Hochflächen am Étang de Berre ablagerte, der noch nicht ausgewaschen war; dann folgte eine geringe Faltung des marinen Pliocän, die Gerölle der Rhône wurden im Meere bei Alpilles bei 163 m und bei Générac bei 144 m abgelagert und später bei dem Zurückweichen des Meeres und der Erosion des Pliocän in stetig bis zu 60 m abnehmender Meereshöhe, so bei Beaucaire etc., die Gerölle der Durance bei Laroque (40 m) und Mérindol (50 m) wohl etwas später. Bei 25—28 m liegen die Alluvionen bei Pertuis etc. Zeitweise muß der Meeresspiegel mindestens 10 m tiefer als jetzt gelegen haben, als der Étang de Berre ausgehöhlt wurde, und später 8—9 m höher als jetzt, zu der Zeit, wo die Terrasse mit *Cardium edule* bei Martigues abgelagert wurde. **von Koenen.**

R. Bullen Newton: An Account of some Marine Fossils contained in Limestone Nodules found on the Mekran Beach, off the Ormara Headland Baluchistan.

Henry W. Burrows: Note on a Bryozoan attached to *Neptunea* found in one of the Mekran Nodules.

Henry Woodward: Note on a Fossil Crab and a Group of Balani discovered in Concretions on the beach at Ormara Headland Mekran coast.

(Geol. Mag. New Ser. (5.) **2**. 293—310. July 1905.)

Etwa 130 engl. Meilen westlich von Karachi finden sich bei Kap Ormara an der Mekran-Küste zahlreiche Knollen eines grauen, kieselreichen Kalksteins von etwa 2—4 engl. Zoll Durchmesser, welche fast vollkommen kugelig gestaltet sind und eine glatte Oberfläche besitzen. Schlägt man diese Knollen auf, so enthält fast jeder derselben irgend ein Fossil, meistens eine Muschel. Bei sorgfältiger Präparation erhält man also zumeist den Steinkern und den dazu gehörigen Abdruck der äußeren Schale. Der Sammler dieser Knollen, Mr. Townsend, ist der Ansicht, daß die Schichten beim Kap Ormara allmählich abwittern und, indem sie in den Bereich der Brandung gelangen, von dieser abgerollt werden, so daß schließlich diese abgerundeten Knollen entstehen. Verf. ist jedoch der Ansicht, daß die Knollen in den Schichten selbst auftreten, und bezüglich des Alters glaubt er, daß dieselben ins Pliocän gehören und wahrscheinlich mit der Mekran-Gruppe ident sind.

Unter den Fossilien wurden die folgenden Genera erkannt: *Cardium, Dosinia, Mactra, Arca, Dolium, Tugurium, Neptunea* und *Lampusia,* wovon *Cardium* und *Tugurium* am häufigsten sind.

Als neu beschrieben und abgebildet werden: *Arca Blanfordi* n. sp., *Mactra mekranensis* n. sp., *Cardium Melvilli* n. sp., *Neptunea Burrowsi* n. sp., *Tugurium mekranense* n. sp., *Dolium Townsendi* n. sp.

In der zweiten Mitteilung beschreibt Burrows die einer *Neptunea*-Schale anhaftende Bryozoe als *Membranipora Lacroixi* V. Andouin, während der Kruster unter dem Namen *Portunus arabicus* von Woodward als neue Art genannt wird und die Balanen mit *Balanus tintinnabulum* Linné vereinigt werden.

[Zu den vorstehend referierten Abhandlungen möchte Ref. folgendes bemerken: Die in Rede stehenden Knollen sind ihm seit längerer Zeit bekannt gewesen; er stimmt mit Newton vollständig darin überein, daß dieselben konkretionärer Natur sind und ihre Form nicht durch spätere Abrollung erhalten haben. In bezug auf das Alter wäre zu sagen, daß dieselben sicherlich postmiocän sind, ob sie aber dem Pliocän oder, wie Ref. glaubt, dem Diluvium angehören, läßt sich vorläufig nicht entscheiden. Da jedoch mit Sicherheit anzunehmen ist, daß die Knollen eine sehr jugendliche Fauna enthalten, so wäre in erster Linie die Fauna der anliegenden Meere, namentlich des Persischen Golfes, zum Vergleiche heranzuziehen. Ref. hat früher einmal eine große Zahl dieser Knollen zerschlagen, aber gefunden, daß die Erhaltung eine derartige ist, daß eine sichere Identifizierung der Arten unmöglich ist, wenn dieselben mit rezenten Arten verglichen werden sollen. Ob es daher angemessen war, diese Arten mit neuen Namen zu belegen, ohne die rezenten Formen zu berücksichtigen, will Ref. fraglich erscheinen.] **Noetling.**

Quartärformation.

P. Friedrich und H. Heiden: Die Lübeckischen *Litorina*-Bildungen. (Mitt. Geogr. Ges. Lübeck. **20.** 1905. 79 p. 1 Taf.)

Bei Lübeck, im Tal der Trave, und Travemünde, sind *Litorina*-Bildungen nachgewiesen; teilweise werden sie von Waldboden oder Süßwasserkalk unterlagert. Daraus folgt die frühere größere Erhebung des Landes, und zwar um mindestens 50 m; durch die *Litorina*-Senkung wurde das Travetal zu einer Föhrde, in welcher sich eine Diatomeenflora entfaltete, deren Arten salzreicheres Wasser brauchten als das heutige der Travemünder Bucht. Die Stelle des Brothener Kliffs am heutigen Ostseegrund war nach dem Fehlen der betreffenden Ablagerungen damals wohl trockenes Land.

Ausgebaggerte Artefakte scheinen der Vor- oder ältesten *Litorina*-Zeit anzugehören. **E. Geinitz.**

Wolff und Stoller: Über einen vorgeschichtlichen Bohlweg in Wittmoor (Holstein) und seine Altersbeziehungen zum Moorprofil. (Jahrb. preuß. Landesanst. **25.** 1905. 321.)

Ein wahrscheinlich römischer Bohlweg liegt an der scharfen Grenze gegen den oberen „jüngeren Moostorf" (der vielleicht nur 1900 Jahre alt ist).

Damit würde eine gute Abgrenzung zwischen älterem und jüngerem *Sphagnum*-Torf (Weber) möglich sein. **E. Geinitz.**

P. G. Krause: Über Endmoränen im westlichen Samlande. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. **25.** 1905. 369—383. 1 Karte.)

Entdeckung eines neuen Endmoränenzuges, des „Samländer Bogens" im Norden der Provinz Ostpreußen. Es ist ein bogenförmiger Zug westlich von dem bekannten Orte Kranz bei Alleinen beginnend, von hier südlich in dem 110 m hohen Galtgarben als steil geböschter Sandrücken (Sandendmoräne) aufsteigend, bei Medenau nach West umbiegend und dann in NW.-Richtung nach Palmnicken streichend, vielleicht in der Palmnicker Bank noch auf dem heutigen Seegrund nachweisbar; darauf nach NO. gewendet, möglicherweise in den Steinriffen des Brüster Ortes endigend. Vorzugsweise besteht die Endmoräne aus Sandwällen; abflußlose Kessel und Senken, größere Geschiebe sind ihre Begleiterscheinungen. Auch noch jüngere Staffeln sind angedeutet. Dem Zuge folgen auch die Ketten alter Wallburganlagen. Der nordöstliche Zug verläuft parallel der Berendt'schen sogen. Hauptmuldenlinie des Westsamlandes und hat vielleicht mit ihm genetische Beziehungen.

Spuren alter Becken mit Sandterrassen sind vielfach zu vermerken, die Diluvialfläche endet mit einem Steilabfall zum Meere, es werden hier wohl Abbrüche stattgefunden haben, welche die Anlage der Küsten bedingt haben. **E. Geinitz.**

Schröder und Stoller: Marine und Süßwasser-Ablagerungen im Diluvium von Ütersen—Schulau. (Vorläuf. Mitt. Jahrb. preuß. geol. Landesanst. **26.** 1905. 94.)

Das oberste Glied des dortigen Diluviums ist eine wenig mächtige Grundmoräne, z. T. nur 1 m mächtig, auch in Geschiebesand übergehend, norwegische Gesteine führend. Verf. halten den „oberen" Geschiebelehm von Ütersen für ident mit der jüngsten Grundmoräne hinter der Hauptendmoräne.

Sie überlagert diskordant die dann folgenden Spatsande von sehr wechselnder Mächtigkeit; in anderen Fällen liegen unter der oberen Grundmoräne die fossilführenden Schichten. Darunter liegt eine mächtige Grundmoräne mit stark welliger Oberfläche, am Elbufer in mächtiger Steilwand zutage tretend. Eine Bohrung auf dem Schulauer Ufer, da wo der „untere" Geschiebemergel an die Oberfläche kommt, ergab:

bis	1,5 m	Dünensand,
„	5,0 „	grauen Geschiebemergel,
„	6,0 „	nordischen Kies,
„	17,0 „	Geschiebemergel,
„	18,5 „	Kies,
„	38,0 „	Geschiebemergel mit eingeschalteten Kiesbänken,
„	95,5 „	groben nordischen Kies mit Geschiebemergelbrocken,
„	200,5 „	Miocän.

„Die ganze Serie von 95 m nordischem Diluvium gehört wahrscheinlich einer Vergletscherung an." Das „tiefste Diluvium" und das Interglazial 1 ist hier nicht nachzuweisen.

Mehrfach finden sich fossilführende Torflager und mariner Ton von gemäßigtem Klimacharakter; „Überlagerung und Unterlagerung durch Grundmoräne ist sichergestellt, die einwandsfreie Basis für die Annahme zweier Vergletscherungen und einer sie trennenden Interglazialzeit ist damit vorhanden."

1. Glinde: Im Liegenden Tonmergel, dessen tiefere Lagen eine marine Seichtwasserfauna enthalten; in den Senken der Tonoberfläche Torf, dessen Flora auf ein Klima der Montanregion in der gemäßigten Zone deutet. Die Torfe werden von 0,5—2 m mächtigen, geschiebefreien humosen Sanden überlagert; ihr Hangendes bildet die obere Grundmoräne, teils als 2 m mächtiger Geschiebelehm, teils durch einen Horizont von Blöcken und Geschieben vertreten. Das Liegende des Tones wird von 20 m Sanden und Tonmergel, 1,5 m Geschiebemergel und weiteren 18 m Sanden gebildet, bei 48 m folgt Miocän.

2. Wedel: 1,5—2,5 m Geschiebelehm über dem Torflager, unter demselben Ton, dann 11,7 m Spatsand und darunter Geschiebemergel.

3. Schulau: In einer Mulde des „unteren" Geschiebemergels ist über 0,5 m Sand das 0,5—1 m mächtige Torflager aufgeschlossen; über dem Torf folgen zunächst Spatsande von 1—1,5 m, darüber ungeschichteter Geschiebesand 1—2 m, nach Verf. sicher identisch mit der oberen Grundmoräne; zuletzt 1—2 m Dünensand. **E. Geinitz.**

R. H. Rastall: On Boulders from the Cambridge Drift, collected by the Sedgwick Club. (Geol. Mag. New Ser. Dec. V. 1. 542—544. London 1904.)

In den glazialen Ablagerungen in der Nähe von Cambridge finden sich zahlreiche erratische Geschiebe, die zum größten Teil lokaler Herkunft sind, z. T. aber auch von weither transportiert worden sind. Eine Anzahl der letzteren wurden genauer untersucht und als zu bestimmten petrographischen Distrikten gehörig erkannt. Viele Stücke gehören zu den intrusiven Natrongesteinen Süd-Norwegens, z. B. Rhombenporphyr, von dem eine größere Anzahl Stücke gefunden wurden; ferner Natrongranit aus dem Christiania-Distrikt, ein den Nordmarkiten Norwegens ähnliches Gestein, Quarzporphyr von Dalekarlien. Auch Eruptivgesteine aus den Cheviots und anderen Teilen Schottlands wurden gefunden, aber keine aus den Gebieten westlich der zentralen Wasserscheide Großbritanniens. Die Untersuchungen sind noch nicht abgeschlossen. **K. Busz.**

Grupe: Zur Entstehung des Wesertales zwischen Holzminden und Hameln. (Monatsber. d. deutsch. geol. Ges. 1905. 43—51.)

Verf. gelangt zu folgenden Hauptergebnissen bezüglich der Geschichte des Wesertales zwischen Holzminden und Hameln:

Die Wassermassen der Weser schnitten sich, im Anfange vorhandenen Verwerfungsspalten folgend, nach und nach so tief ein, daß die Talsohle nur 20—30 m über der heutigen lag. Nun erfolgte durch das erste Eindringen nordischen Inlandeises in das Wesertal eine Stauung des Flusses, die die Ablagerung einer 60—70 m mächtigen „altdiluvialen“ Aufschüttungsterrasse zur Folge hatte. In der nach dem Rückzuge des Inlandeises folgenden Erosionsperiode wurde ein großer Teil der „altdiluvialen“ Aufschüttungsterrasse zerstört. Nun folgte die Bildung des Lösses, der die heute noch vorhandenen Reste der „altdiluvialen“ Terrasse großenteils verhüllt. Nach der Bildung des Lösses schnitt die Weser ihr Tal so tief ein, daß die Sohle desselben nur noch 4 m über der heutigen lag. Nun erfolgte eine neue Akkumulation: es wurde eine 11—16 m mächtige — *Elephas primigenius* Blumenb. und *Rhinoceros antiquitatis* Blumenb. führende — „jungdiluviale“ Terrasse aufgeschüttet, welche wahrscheinlich der von Menzel im Leinetale nachgewiesenen und der „Zeit der zweiten Vereisung“ zugeschriebenen Terrasse äquivalent ist. Nach abermaliger Erosion wurde eine bereits „altalluviale“ Terrasse, die sich vom Rande der heutigen Talsohle aus 3—4 m hoch erhebt, aufgeschüttet. Nach nochmaliger Erosion erfolgte die Aufschüttung der Terrasse, deren Oberfläche die heutige Talsohle bildet, in die sich die Weser bereits wieder einige Meter tief eingenagt hat. Der südlichste Punkt, an dem nordische Geschiebe in den Aufschüttungsterrassen nachgewiesen werden konnten, liegt bei Hameln, an der nördlichen Grenze des untersuchten Gebietes. **Wüst.**

F. Wiegers: Diluviale Flußschotter aus der Gegend von Neuhaldensleben. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. **26**. 1905. 58.)

Innerhalb des nordischen resp. gemengten Diluviums finden sich Schotter, die fast ausschließlich aus einheimischem Material bestehen. Über Entstehung und Bildungszeit geben die Hundisburg-Detzeler Aufschlüsse Auskunft.

Das Durchschnittsprofil der Nordostwand der Hundisburger Kiesgrube ist folgendes:

0,75	m	sandiger Löß, schwach humos,
0,2	„	humoser, schwach lehmiger Sand, ehemaliger Vegetationsoberfläche,
0,5—2,5	„	oberer Geschiebemergel; z. T. schwach verlehmte Kiese; nach Süden keilt sich derselbe aus und es treten gelbe,
2—2,5	„	rein nordische, grandige Sande an seine Stelle,
0,2—0,5	„	Kiese und Sande mit dünnen Kiesbänken,
1,5	„	grobe Schotter mit Einlagerungen von Sanden, Mergelsanden und sandigem Ton, mit Land- und Süßwasserschnecken, Wirbeltierknochen und Steinwerkzeugen,
0,1—0,3	„	grüngelber, toniger Feinsand bis sandiger Ton mit Wirbeltierresten,
1—1,5	„	Sande mit Kiesbänken, Schnecken führend,
0,1	„	gelber Mergelsand,
0,6—1,0	„	? unterer Geschiebemergel (oder Gehängelehm?),
1,3	„	schwarzer, feinsandiger Ton.

Die Schotter bilden eine rotbraune, eng gepackte Masse, ihre Stücke sind z. T. scharfkantig; nach ihrem Herkunftsort ist erwiesen, daß die Schotter einem diluvialen Beverlauf angehören, und daß das Tal der heutigen Bever schon zu jenen Zeiten dasselbe war. Im Schotter finden sich Knochen und Konchylien, besonders reich aber an Schalen sind eingeschaltete Mergelsandschmitzen.

Die Molluskenfauna wird als interglazial angesprochen (gegen Ende der Zeit); sie enthält keine Arten, die gegenwärtig auf ein kälteres Klima hinweisen, wenn sie auch ziemliches Anpassungsvermögen an ein solches haben; außerdem fand sich eine Form, die in wärmeren Gegenden als Norddeutschland lebt. Von Wirbeltieren sind nachgewiesen *Equus caballus*, *Rhinoceros antiquitatis*, *Elephas primigenius*. Ferner fanden sich Feuersteinartefakte von sogen. „eolithischem" Typus, daneben auch echt paläolithische; Verf. weist für hier den Ausdruck „Eolithe" zurück[1]. Der hangende Geschiebemergel (weiter östlich von Endmoränenkies bedeckt) wird mitsamt den überlagernden Sanden, Granden, Tonmergeln und Geschiebesanden als das Produkt der letzten Vereisung aufgefaßt.

Wiegers hielt (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1905. -88-) das Alter der Hundisburger Schotter nicht für interglazial, sondern setzte sie in die Übergangszeit vom Interglazial zum letzten Glazial.

Die Flechtinger Schotter werden als (interglazialer oder voreiszeitlicher) Absatz eines Wasserlaufes in eisfreier Zeit angesehen. **E. Geinitz.**

[1] Siehe auch Zeitschr. deutsch. geol. Geol. 1905. -79-.

G. Gürich: Der Schneckenmergel von Ingramsdorf und andere Quartärfunde in Schlesien. (Sep.-Abdr. a. d. Jahrb. d. kgl. preuß. geol. Landesanst. f. 1905. **26**. Heft 1.. 43—57. Berlin 1905.)

Ein Schneckenmergel von Ingramsdorf an der Bahnlinie Breslau—Königszelt lieferte dem Verf. einige Wirbeltierreste, darunter ein Unterkieferbruchstück eines noch nicht näher bestimmten *Rhinoceros*, Gehäuse bezw. Schalen von 12 Molluskenarten von weiter räumlicher und zeitlicher Verbreitung, bis auf *Succinea Pfeifferii* Rossm. durchweg Arten des Süßwassers, und Reste einer Reihe von Pflanzen, darunter *Pinus silvestris, Picea excelsa, Alnus glutinosa, Tilia* sp., *Quercus* sp., *Corylus avellana* und *Prunus spinosa*. Der Schneckenmergel, der über glazialem, nordischem Diluvium liegt und von einer Kieslage mit Kantengeschieben überlagert wird, wird vom Verf. „nach dem jetzt üblichen Schema nach Geinitz zu dem sogen. Interglazial 2“ gestellt. Weiter werden die Konchylienbestände einiger „alluvialer“ Ablagerungen Schlesiens aufgezählt. **Wüst.**

S. Clessin: Eine altalluviale Konchylienfauna bei Pürklgut. (Sep.-Abdr. a. d. Ber. d. Naturwiss. Ver. Regensburg. Jahrg. 1903—1904. 7 p.)

Die 53 vom Verf. nachgewiesenen Arten, 31 Landschnecken, 18 Süßwasserschnecken und 4 Süßwassermuscheln, leben noch heute in der Umgebung von Regensburg. Daraus, daß zur Bildungszeit des „Altalluviums“ gewisse Arten viel häufiger waren als heute, schließt Verf., daß damals ein „viel feuchteres“ Klima herrschte als gegenwärtig. **Wüst.**

S. Clessin: Die Konchylien des „Löß“ der Umgebung Regensburg. (Sep.-Abdr. a. d. Ber. d. Naturw. Ver. Regensburg. Jahrg. 1903—1904. 23 p.)

Verf. behandelt die Conchylienbestände von 28 von ihm untersuchten Lößablagerungen des Donaugebietes zwischen Arnhofen und Straubing. Er hat im ganzen 43 Molluskenarten gefunden, 28 Landschnecken, 13 Süßwasserschnecken und 2 Süßwassermuscheln. In den geologischen Abschnitten der Arbeit tritt eine mangelnde Berücksichtigung der neueren geologischen Literatur über den Löß hervor. Dagegen sind die faunistischen Ausführungen des Verf.'s beachtlich. Aus diesen geht u. a. wieder einmal sehr klar hervor, daß das untersuchte Gebiet zur Bildungszeit des Lösses des Waldes entbehrte und eine wesentlich artenärmere Molluskenfauna besaß als heutzutage. Die weniger bekannten Arten sind mit Diagnosen versehen. Hervorzuheben sind die Diagnosen der meist nicht genügend beachteten Arten und Varietäten von *Trichia*. Als neu werden 4 Varietäten von *Helix (Trichia) terrena* Cless. *(minima, anguste-umbilicata, conica* und *maior)* und 1 Varietät von *Succinea (Neritosterna) putris* Lin. *(solida)* beschrieben. **Wüst.**

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Jahr/Year: 1906

Band/Volume: 1906

Autor(en)/Author(s):

Artikel/Article: Diverse Berichte 1037-1123