

Diverse Berichte

Geologie.

Allgemeines.

J. Koenigsberger und M. Mühlberg: Über die Verwertung von Temperaturmessungen in Bohrlöchern für die praktische Geologie. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **20**. 1912. 118—119.)

Normal beträgt die Temperaturzunahme 1°C auf 32—35 m. Eine raschere Temperaturzunahme, d. h. eine kleinere geothermische Tiefenstufe, ist in vielen Fällen auf das Vorhandensein folgender vier industriell wertvoller Materien zurückzuführen: 1. Petroleum, 2. Kalisalze mit Anhydrit, 3. Gaskohle, Fettkohle, Braunkohle, 4. sulfidische Erze. Lagerstätten unterhalb 2000 m sind durch solche Messungen kaum mehr wahrzunehmen. **A. Sachs.**

A. Hirschi: Eine praktische Ausrüstung für die Winkelmessungen bei der geologischen Feldarbeit. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **20**. 1912. 287—288.)

Das Instrument besteht aus: 1. einem mit Gradteilung versehenen Metallhalbkreis, 2. einem mit einer Libelle und einem geteilten, einschlagbaren Diopter versehenen 22 cm langen Buchsbaumholzlineal (Alidade nivelatrice), 3. einem BREITHAUPT'schen Geognosierkompaß.

Verf. gibt bei Besprechung des Instrumentes ein Verfahren an, um das Einfallen und Streichen sehr schwach geneigter Schichten zu messen.

A. Sachs.

H. F. Reid: Nomenclature of faults. (Bull. Geol. Soc. Amer. **23**. 1912. 74. [Ausz.])

Verf. unterbreitet der Cordilleran Section amerikanischer Geologen maßvolle, möglichst konservative Verbesserungsvorschläge bezüglich der Nomenklatur der Verwerfungen. **Wetzel.**

- Koenigsberger, J.: F. POCKELS †. (Centralbl. f. Min. etc. 1914. 19—21.)
 Kaiser, E.: Die geologische und mineralogische Literatur des Rheinischen Schiefergebirges und der angrenzenden Gebiete 1911. (Sitzungsber. d. Naturhist. Ver. preuß. Rheinl. u. Westf. 1912. 69. 24 p.)

Dynamische Geologie.

Innere Dynamik.

- H. F. Reid:** Note on mountain-producing forces. (Bull. Geol. Soc. Amer. 23. 1912. 71. [Ausz.])

Nach HAYFORD kann die Gebirgsbildung nicht als Folge seitlichen Druckes und eines Zuflusses von unten unter die sich hebenden Krustenteile aufgefaßt werden, sondern als Folge der Ausdehnung im Untergrunde, also eines vertikal nach oben gerichteten Druckes; dabei entstehen nahe den Grenzen der Hebungszone steile Verwerfungen, die bisweilen von tangentialem Druck begleitet sind.

Wetzel.

- E. H. L. Schwarz:** The Fissure Theory of Volcanoes. (Geol. Mag. 7. 1910. 392—394.)

H. RECK (Centralbl. f. Min. etc. 1910. 166) hat den Herdubreid auf Island als Beispiel eines Vulkans angeführt, der nicht mit irgendwelcher Spalte in Verbindung steht. In der Tat ist auch irgend eine tektonische Spalte an ihm nicht zu erkennen. Verf. bemerkt, daß eine Spalte auch vollkommen ausheilen kann und führt als Beispiel eine Spalte im Quarzit der Table Mountain Series im Berg River Hoek bei Paal in der Kapkolonie an, die durch Verkitten der Gangbreccie mit sekundärer Kieselsäure vollkommen verfestigt und mit ihrer Umgebung widerstandsfähiger geworden ist als der Quarzit im ganzen, so daß irgend ein neuer Durchbruch wahrscheinlicher in der Umgebung als an der eigentlichen Spalte selbst erfolgen würde. Eine zweite Beobachtung hat Verf. bei Cradock in der Kapkolonie gemacht. Dort hat sich ein Teil des auf einer Spalte in die Schichten eingedrungenen Dolerits (wahrscheinlich beim Zusammenreffen mit einem Wasserreservoir) durch Explosion auf etwa 15 Fuß einen Weg durch die überlagernde Decke gebahnt — Verf. nennt dies ein fossiles Erdbeben —. Es ist aber möglich, daß die von den Hauptspalten Islands abweichende Lage des Herdubreid auf einen Durchbruch in der Nachbarschaft einer ausgeheilten Spalte zurückzuführen ist und in der Tiefe wie der Dolerit von Cradock mit einer Spalte in Verbindung steht.

Arthur Schwantke.

Hans Reck: *Fissureless Volcanoes.* (Geol. Mag. 8. 1911. 59—61; vergl. das vorhergehende Ref.)

Verf. weist gegenüber den Einwänden von E. H. L. Schwarz darauf hin, daß sich am Herdubreid, obschon er ringsum entblößt ist, keine Spur einer Spalte oder einer ausgefüllten oder ausgeheilten Spalte (die als verhärteter Gang aus den Tuffschichten hervorragen müßte) erkennen läßt, daß die Dislokationen in der Umgebung des Vulkans jünger sind, daß jegliche Anzeichen einer Explosionswirkung fehlen, und daß auch die Masse des Vulkans im Umfange von etwa 14 km sich schwer als ein parasitärer Vulkan eines in der Tiefe liegenden, gänzlich hypothetischen Spaltenergusses denken läßt, daß vielmehr alle Umstände dafür sprechen, daß sich das Magma dieses und der anderen Schildvulkane Islands selbständig seinen Weg aus der Tiefe unabhängig von Spalten (durch Aufschmelzung) gebahnt hat. **Arthur Schwantke.**

R. A. Daly: *The Nature of Volcanic Action.* (Proc. Amer. Acad. of Arts and Sc. No. 3. Juni 1911. 47—122. 15 Fig. 5 Taf.)

Verf. entwickelt eine vollständige Theorie des Vulkanismus auf Grund einiger Annahmen, die er als „substratum-injection hypothesis“ bezeichnet.

Die beiden Grundvoraussetzungen sind: 1. Jede vulkanische Erscheinung ist die Folge einer magmatischen Tiefenintrusion basaltischen Magmas. 2. Dieses Magma bringt einen Gehalt gelöster juveniler Gase mit herauf.

Die Tatsache, daß die Produkte der meisten aktiven Vulkane andesitischer und basaltischer Natur sind, führt zur Annahme, daß es überhaupt nur ein plutonisches Magma von basaltischer Natur gibt. Alle saureren Eruptivgesteine entstehen durch Differenzierung und durch Einschmelzung der festen Erdkruste von granitischer Zusammensetzung. Unter der unterbrochenen obersten Erdhülle von wechselnder Mächtigkeit (superficial shell of compression) liegt eine zusammenhängende, viel mächtigere Schale (shell of tension) von saurer, „granitischer“, Zusammensetzung mit etwa 70% Kieselsäure. (Beide getrennt durch einen „Level of no strain“.) In der Tiefe befindet sich darunter das z. T. seit präcambrischer Zeit randlich erstarrte flüssige basaltische „Substratum“. Auf mechanische Weise erfolgte (auf Spalten) die magmatische Intrusion in die darüber liegende Schale. Sobald das Magma auch in die oberste Zone eindringt, ist die Möglichkeit zum Auftreten vulkanischer Erscheinungen gegeben. „Every volcanic vent has been opened because of a preliminary mechanical intrusion of molten basalt into the acid earth-shell“.

Zu den beiden Arten vulkanischer Ausbrüche, den Spaltenergüssen, die durch das Ausfließen großer, ausgedehnter Lavamassen charakterisiert sind, und den zentralen Eruptionen, bezeichnet durch Kraterbildung und beschränkte Lavaergüsse, tritt als ein dritter Eruptionstypus noch die „foundering eruption“, d. h. das direkte Aufquellen der Batholithen durch Aufschmelzen und Einbrechen des Daches. Ein Hauptbeispiel hierfür ist der Yellowstone Park. Bei Spalteneruptionen tritt eine nennenswerte Assimilation des Nebengesteins nicht ein. Anders bei sehr großen Massenintrusionen. Neben

der Assimilation und chemischen Differenzierung findet eine Differenzierung nach dem spezifischen Gewicht statt, infolgedessen sind die obersten Partien sauer, von granitischer Zusammensetzung. Die obersten Laven glasiger und rhyolithischer Natur bilden nur die Kruste und gehen nach unten unmittelbar in den kristallinen Granit über.

Die Spaltenergüsse sind in allen geologischen Zeiten weniger häufig als die intrusiven Ergüsse. Dies ist damit in Verbindung zu bringen, daß die „Kompression“ in der äußersten Schale dem Aufdringen an die Oberfläche beträchtlichen Widerstand leistet. Es treten daher, wie an einer Tabelle (p. 59) illustriert wird, solche Eruptionen besonders in Zeiten der Entlastung nach orogenetischen Perioden auf.

Für den Vulkanismus im engeren Sinne der zentralen Eruptionen spielen die im Magma gelösten Gase eine besonders wichtige Rolle. Diese können entweder juvenil sein, und zwar direkt vom Magma aus der Tiefe heraufgeführt sein oder von einem solchen Gehalt aus bereits erstarrtem Gestein stammen, oder resurgent, d. h. vom Magma in der Tiefe erst aufgenommen, und zwar a) durch den Gehalt der assimilierten Gesteine an vadosen und connaten Bestandteilen, oder b) durch direkte Absorption der von oben her eindringenden vadosen Fluida. Die connaten Fluida sind solche, die den Sedimenten bereits ursprünglich von der Sedimentation her angehören, die vadosen solche, die von oben her für sich in die Erdkruste eindringen.

Die Wirksamkeit der juvenilen Gase betätigt sich schon bei dem Aufdringen des batholithischen Magmas, da sich diese an den höchsten Punkten unter dem Dach ansammeln und, indem sie dort die thermische und chemische Einwirkung des Schmelzflusses vermehren, ein stockförmiges Aufdringen (cupola) des Magmas von einzelnen Punkten der Oberfläche aus zur Folge haben, was dann zur Bildung eines Vulkans führen kann. Die längs einer Spalte verteilten Vulkane stellen Ausweitungen an einzelnen Punkten dar.

Die dauernde Tätigkeit eines Vulkans („struggle with cold“) setzt bei dem starken Wärmeverlust durch Ausstrahlung, der viel größer ist als die Wärmeabgabe an die umgebenden Gesteine im Innern, eine dauernde Wärmezufuhr voraus. Der vulkanische Zufuhrkanal wirkt hier direkt wie ein Ofen (Volcanic furnace). Abgesehen von dem primären Wärmeverrat des Magmas sind hier die juvenilen Gase hauptsächlich die Zuträger neuer Wärmeenergie. (Die Abkühlung durch Expansion ist verhältnismäßig gering.)

„Gas-fluxing hypothesis“. Bei der großen Viskosität des Magmas geschieht das Aufsteigen der einzelnen Gasblasen sehr langsam. Ein wesentlich schnellerer Wärmezufuß ist dadurch bedingt, daß gewisse Partien des Magmas, die von reichlichen Gasblasen durchsetzt sind (nach der Analogie fester, blasiger Lavamassen) infolge ihrer geringeren Dichte nach oben steigen (während die schwereren Schmelzmassen nach Abgabe der Gase nach unten sinken).

„Two-phase-convection“. Dadurch wird nicht allein die Wärme der tieferen Partien heraufgeführt, sondern es werden auch durch die Reaktion der freien Gase untereinander und mit den Bestandteilen des Magmas auf chemischem Wege große Wärmemengen frei (die radioaktiv entwickelte Wärme ist dagegen gering).

Die zeitweilige Ruhepause der Vulkane ist durch das Erstarren des obersten Teiles der Lavasäule zu erklären. Das Wiedererwachen der vulkanischen Tätigkeit erfolgt aber nicht durch das plötzliche Heraussprengen des Pfropfes — eine solche Explosion müßte eher die weit lockereren Teile der Umgebung hinwegsprengen und den Ausbruchspunkt verschieben —, sondern durch die Wiederaufschmelzung desselben infolge der durch die Gaszufuhr gesteigerten chemischen Energie des Magmas.

Die reinen ursprünglichen Laven eines Vulkans sind Basalt oder dessen Differenzierungsprodukte. Die Mannigfaltigkeit wird aber dadurch vermehrt, daß auch hier (ganz wie im Batholithen) eine Einschmelzung des Nebengesteins in der Tiefe stattfindet, daß sich syntektische Magmen bilden, die sich auch ihrerseits differenzieren können.

Die Explosionswirkungen der rein juvenilen Gase sind gering (Beispiel: Kilauea). Große Explosionen werden hervorgerufen durch das Hinzudringen phreatischer Fluida zum Magma. So können auch rein phreatische, pseudo-vulkanische Explosionen erfolgen (Dampfexplosionen, Bandai-San 1888, Ries-kessel). Durch Kombination von phreatischen und juvenilen Bestandteilen entstehen alle möglichen Abstufungen (Vesuv, juvenile, resurgente — CO₂ aus Kalk und Dolomit — und vadosa).

Die besprochenen zentralen Eruptionen, die direkt mit der batholithischen Hauptintrusion zusammenhängen, sind solche der Hauptklasse (principal class). Auch an sekundäre, vom Batholithen ausgehende, aber für sich abgeschnittene Intrusionen (satellitic) können Eruptionen sich anschließen, die dann durch besondere Gruppierung, Besonderheit ihrer Auswurfsprodukte, relative Kurzlebigkeit und Unabhängigkeit ihrer Tätigkeit charakterisiert sind (subordinate class). Beispiel: Kilauea. Die vulkanischen Erscheinungen auf Hawaii werden überhaupt ganz besonders vom Verf. seiner Theorie der Zentralvulkane zugrunde gelegt. Bezüglich der Einzelheiten muß auf das Original verwiesen werden.

Die Vulkantheorie des Verf.'s berührt sich in manchen Punkten mit der von A. STÜBEL und wird gleich dieser eine vielseitige Anregung geben. Die Berechtigung der hypothetischen Grundannahmen, insbesondere der Gas-fluxing hypothesis, werden erst experimentelle Daten erweisen können.

Arthur Schwantke.

M. A. Lacroix: Discours prononcé à la séance de clôture du congrès des Sociétés Savantes à Paris le samedi 13 avril 1912. Paris 1912. 20 p.

In dieser Rede gibt Verf. eine Übersicht über die reichen Ergebnisse seiner Reise nach den Vulkangebieten von Madagaskar und Réunion.

Der größte der erloschenen Vulkane von Madagaskar ist der Ankaratra, etwa in der Mitte der Insel. Seine Laven bedecken eine Oberfläche von mindestens 4000 Quadratkilometern mit einer mittleren Mächtigkeit von 1400 m und gehören einer langen (tertiären) Epoche an. Sie sind stark von der Erosion, von der Zeit der Eruptionen an, angegriffen und zeigen keine Oberflächen-

formen, am Nordrande finden sich jedoch einige Reste von Schlackenkegeln und im Süden zahlreiche, noch ganz frische Krater. Hier finden sich auch die letzten Spuren der vulkanischen Tätigkeit als heiße Quellen mit Natronbicarbonat; die von Antsirabé gleicht den Thermen von Vichy.

Die Hauptergüsse der ältesten Zeit sind schwarze Laven von Feldspatbasalt, wahrscheinlich aus verschiedenen, in der Richtung NNO. angeordneten Eruptionszentren. Die späteren Eruptionszentren sind mehr verteilt und petrographisch verschieden. Im Zentrum und besonders im Süden finden sich Trachyte mit dunklem Glimmer, im Südwesten ausgezeichnete Dome von Alkalitrachyten verschiedener Art, begleitet von Phonolithen. Darauf folgen große Ergüsse von schwarzen Nepheliniten nach verschiedenen Richtungen, besonders im Norden, wo sie auch das Gestein der erwähnten Restkrater bilden. Die letzten Eruptionen erfolgten im Süden des Massivs, wo sich die frischen Kraterbildungen (z. T. mit Basaltlaven in voller Frische) und auch Explosionskrater finden.

Von besonderem Interesse ist das kleinere Vulkangebiet des Itasy nordöstlich des Ankaratra. Hier finden sich die kraterlosen trachytischen Quellkuppen der Dome (ganz ähnlich den Puys der Auvergne) zusammen mit ganz jungen Schlackenkegeln von Basalten und Haunyn-Andesiten.

Ein Beispiel eines wahren Lavastroms von Trachyt liefert der Andronatoa. Er bestand ursprünglich aus einem echten trachytischen Dome ohne Krater, der durch eine spätere Eruption zerstört wurde und jetzt eine Somma bildet, in der sich aus einer kraterförmigen Höhlung ein enormer Lavastrom von Trachyt aus einer Höhe von 1580 m bis 1270 m herunter ergossen hat, ganz mit Oberflächenformen der letzten Eruption des Vesuvs.

Die Insel Réunion besitzt noch einen tätigen Vulkan (zur Zeit der Beobachtung in Ruhe), den Piton de la Fournaise, der letzte Zeuge einer langen Vulkantätigkeit. Seine Laven, die sich früher nach allen Seiten ergossen, fließen jetzt nach Osten dem Meere zu. Sie gleichen durch ihre Dünnsflüssigkeit denen von Hawaii. Eine besonders interessante Erscheinung kommt dadurch zustande, daß die Oberfläche der Stricklava durch Abkühlung schnell erstarrt, während die darunter befindlichen Lavapartien weiter fließen. So entstehen hohle Kanäle, durch die man hindurchgehen oder kriechen kann, deren Wände mit Stalaktiten von Basalt besetzt sind.

Während die älteren Eruptionen (am Ende des 18. Jahrhunderts) besonders als Spalteneruptionen am Fuße des Berges erfolgten (eruption excentrique), geschahen die häufigeren Ergüsse in jüngerer Zeit besonders aus longitudinalen, in die Flanke des Kegels eingerissenen Spalten, begleitet von der Bildung kleiner Schlackenkegel (eruption latérale). Jetzt erfolgen die häufigsten und für Réunion besonders charakteristischen Eruptionen aus schmalen horizontalen Spalten in der Nähe des Gipfels ohne erhebliche Explosionserscheinungen (eruption centrale).

Der von früheren Beobachtern gesehene Krater von mehreren hundert Metern Durchmesser ist durch die letzte Eruption zerstört. An seiner Stelle findet sich jetzt ein kleines, fast horizontales Plateau von sehr spröder Stricklava.

Eine Beobachtung von besonderem Interesse bot sich noch an dem älteren durch Erosion im Innern bloßgelegten Vulkanmassiv des Piton des Neiges. Hier zeigte sich ein wahres Netz von intrusiven horizontalen Lagern (lits, sills) und vertikalen oder schrägen Gängen von mannigfaltiger Beschaffenheit, die einen vulkanische Gesteine mit entsprechender Struktur, die anderen grobkörnig mit der Struktur der Tiefengesteine, Quarzsyenit, Gabbro, Peridotit. Dabei läßt sich leicht konstatieren, daß sie alle unter einer wenig dicken (vielleicht einige hundert Meter mächtigen) Kruste von vulkanischem Material erstarrt sein müssen.

Eine bemerkenswerte geologische Beobachtung ist noch das Vorkommen von streifenförmigen Anhäufungen (trainées) großer Granit- und Gneisblöcke (kristalline Schiefer bilden den Untergrund des Vulkanmassivs), auf dem Gipfel einiger isolierter Dome von Madagaskar, die trotz der geographischen Lage auf eine relativ junge Glacialperiode zurückgeführt werden müssen.

Arthur Schwantke.

1. **W. Renngarten:** Cendre volcanique dans les environs de Naltchik (Caucase). (Bull. du Comité Géol. No. 207. Petersburg 1912. 31. 43 p. 4 Taf. Russ. mit franz. Rés.)

2. **A. Guérassimow:** Des Cendres Volcaniques des environs de Naltchik, Caucase. (Ebenda. No. 208. 12 p. Russ. mit franz. Rés.)

1. Neuere Untersuchungen des Verf.'s haben ergeben, daß die früher für tertiär gehaltenen vulkanischen Aschen von Naltchik im Kaukasus dem Pleistocän angehören. Sie bilden eine Linse von 65 m Länge und 20 m Breite in einer Mächtigkeit von 0,50—1,28 m innerhalb der diluvialen Geröllablagerungen am Abhang des Berges Nartiana. Bohrungen haben festgestellt, daß sie nicht in das Tertiär hinabreichen.

2. Die Aschen bilden eine leichte, zerreibliche, hellgelbe, poröse Masse, die das Wasser stark absorbiert, mit Salzsäure nicht reagiert und durch kaustische Alkalien nicht zersetzt wird. Durch Schlemmen mit Wasser und Trennung mit schweren Flüssigkeiten läßt sich eine beträchtliche Menge von Feldspat (Ab_1An_1) und farbigen Gemengteilen (Hornblende, schwach gefärbter Hypersthen und brauner Glimmer zweiter Art mit kleinem Achsenwinkel) gewinnen. Die leichteste Fraktion besteht aus gelbem vulkanischem Glas mit einem Brechungskoeffizienten von 1,4950 entsprechend einem sauren Glase mit etwa 70% SiO_2 .

Der Befund stimmt mit den jüngsten Amphibol-Hypersthen-Daciten des Elbrus überein. Das pleistocäne Alter der Aschenablagerung läßt also auch auf das junge Alter der letzten Eruptionen des Elbrus schließen.

Arthur Schwantke.

T. A. Jaggar jr.: Succession in age of the volcanoes of Hawaii. (Bull. Geol. Soc. Amer. 23. 1912. 747. [Ausz.])

Der Umriß von Hawaii zeigt eine gewisse Symmetrie und diese steht wahrscheinlich in ursächlichem Zusammenhang mit der Anordnung der dortigen

Vulkane, namentlich der beiden tätigen. Daraus ist wieder auf eine bestimmte Altersfolge der Vulkane — Reihenfolge der Lebenszeiten oder Aktivitätsperioden der Vulkane — zu schließen. Danach wiederum soll der Schluß möglich sein, daß beim Kilauea, welcher Vulkan nicht ganz jung ist, eine permanente Lava-säule sich kontinuierlich hebe.

Wetzel.

Friedländer, J.: Das Vulkan-Institut in Neapel und die Zeitschrift für Vulkanologie. (Zeitschr. f. Vulkan. 1914. **1.** 1—3. 2 Taf.)

— Über die Kleinformen der vulkanischen Produkte. (Zeitschr. f. Vulkan. 1914. **1.** 32—38. 9 Taf.)

Day, A. L. and E. S. Shepherd: Water and volcanic activity. (Bull. Geol. Soc. Amer. 1913. **24.** 573—606. 10 Taf.)

Perret, F. A.: The ascent of lava. (Sill. Journ. 1913. **36.** 605—609.)

Sabot, R.: Revue française de Vulcanologie pour 1912—1913. (Zeitschr. f. Vulkan. 1914. **1.** 51—55.)

Malladra, A.: Stato del Vesuvio. (Zeitschr. f. Vulkan. 1914. **1.** 39—41.)

Washington, H. S.: The volcanic cycles in Sardinia. (Congr. géol. intern. Canada. 1913. 11 p.)

Perret, F. A.: The volcanic eruption at Teneriffe in the autumn of 1909. (Zeitschr. f. Vulkan. 1914. **1.** 20—31. 8 Taf.)

Sapper, K.: Die mittellamerikanischen Vulkane. (PETERM. Mitt. Erg.-Heft. **178.** 1913. 173 p. 1 Karte. 5 Fig.)

Robinson, H. H.: The San Franciscan Volcanic Field, Arizona. (Prof. Pap. **76.** 213 p. 14 pl. 36 Fig. Washington 1913.)

Sieberg, A.: Einführung in die Erdbeben- und Vulkankunde Südtaliens. Jena. 1914. 226 p. 2 Taf. 67 Fig.

Grupe, O.: Studien über Scholleneinbrüche und Vulkanausbrüche in der Rhön. Ein Beitrag zur Frage der Abhängigkeit der Vulkane von prä-existierenden Spalten. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 1913. I. Heft 3.)

Tams, E.: Neuere Fortschritte auf dem Gebiete der Erdbebenforschung. (Verh. Naturw. Ver. Hamburg. 1913. (3.) **21.** 24 p.)

Sieberg, A.: Seismische Vorgänge in der Zeit vom 1. Januar bis 30. September 1913. (Zeitschr. f. Vulkan. 1914. **1.** 42—50.)

Doss, B.: Zur Frage nach der Ursache der ostbaltischen Erdbeben. (Centralbl. f. Min. etc. 1914. 37—48.)

Gentil, L. et Pereira de Sousa: Sur les effets au Maroc du grand tremblement de terre en Portugal (1755). (Compt. rend. 1913. **157.** 805—808.)

Jezewski, S. v.: Künstliche Erdbeben. (Prometheus. 1913. **25.** 199—201.)

Vorläufiger Bericht über Erdbebenmeldungen in Österreich im September 1913. (Wien. Anz. 1913. No. 21. 389.)

McIntosh, D. S.: Note on recent earthquake in Cape Breton. (Proc. A. Transact. of the Nova Scotia Inst. of Sc. Halifax. 1909—1910. **12.** 310—312. Halifax. 1913.)

A severe earthquake at Abancay, in Peru, on November 7. (Nature. 1913. 92. 2299. 350.)

Rudolph, E.: Seismische Einwirkungen auf den Charakter der Lebenstätigkeit intermittierender Quellen. (PETERM. Mitt. 1913. 59. 323—324.)

Äußere Dynamik.

W. H. Hobbs: Characteristics of existing Glaciers. XXIV, 301 p. New York 1911.

Das Buch ist aus einer Reihe von Aufsätzen hervorgegangen, die Verf. in verschiedenen Zeitschriften hat erscheinen lassen. Es unterscheidet sich hinsichtlich des behandelten Stoffes sehr wesentlich von den übrigen Darstellungen des Gletscherphänomens und zerfällt in drei große Abschnitte, deren erster die Gletscher vom alpinen Typus behandelt, während die beiden anderen der Schilderung der arktischen und antarktischen Gletscher gewidmet sind. Von der Glazialphysik, die doch sonst einen sehr breiten Raum einzunehmen pflegt, wird nur ganz gelegentlich gesprochen: es setzt vielmehr das Buch in sehr charakteristischer Weise sogleich mit der Betrachtung der Kare ein, und die Glazialerosion wird denn auch in dem ersten Abschnitt überhaupt relativ ausführlich erörtert, aber hier bietet Verf. dem, der jene Aufsätze kennt, nicht allzuviel Neues; wir könnten vielleicht die Aufmerksamkeit auf die p. 41 ff. gegebene Einteilung der Gebirgsgletscher lenken, die dreizehn Typen umfaßt. Die Gebirgsgletscher treten in der Darstellung sehr stark zurück gegenüber der der polaren Eismassen, ihrer physiographischen Verhältnisse, ihrer Ernährung und Abschmelzung. Diese überaus klar geschriebene Zusammenfassung wird man häufig mit Nutzen verwerten können, namentlich auch wegen der ausführlichen Literaturnachweise, die jedem Kapitel folgen und die nicht, wie es in amerikanischen Werken leider nur allzu häufig der Fall ist, nur die amerikanische, sondern auch in ausgedehntem Maße die europäische berücksichtigen. Eines besonderen Lobes bedarf die illustrative Ausstattung mit Karten und unpublizierten Bildern, die zum großen Teil, wie es Verf. auch in seinem Lehrbuch der Morphologie getan hat, nach Photographien gezeichnet worden sind.

A. Rühl.

R. M. Deeley: Glacier Granule-Markings. (Geol. Mag. 7. 1910. 112—114. 1 Taf. Vergl. dies. Jahrb. 1909. II. -209-.)

Verf. machte in Höhlungen des Rhonegletschers mit Plastilin (Modelliermasse) Abdrücke von der Oberfläche des Gletschereises und hiervon Gipsabgüsse, die sehr schön die Furchung der Oberfläche der einzelnen Körner erkennen lassen, die durch Verdampfung an der Oberfläche herauspräpariert ist. Eine sorgfältige Untersuchung ergab, daß die einzelnen Rippen und Furchen, die, abgesehen von Krümmungen und Verzweigungen, in einer Richtung ver-

laufen, in einer Ebene liegen, die senkrecht zur optischen Achse gerichtet ist. Die Beobachtungen entsprechen also ganz der von O. MÜGGE (dies. Jahrb. 1895. II. 211 ff.) erhaltenen Streifung.

Arthur Schwantke.

R. M. Deeley: The Structure of Glaciers. (Geol. Mag. 7. 1910. 433—436.)

Verf. beobachtete die Beziehungen zwischen der Schichtung, Aderung und Bänderung der Gletscher zu ihrer körnigen Struktur. Während die Schichtung durch die zonenförmige Verteilung der eingeschlossenen Luftblasen hervorgerufen wird, hängt der Wechsel von blauen und weißen Partien bei der Aderung und Bänderung von der Korngröße ab und demgemäß von den Faktoren, die das Wachstum der Gletscherkörner und ihre Veränderung bedingen.

Arthur Schwantke.

R. M. Deeley: Glacier Motion. (Geol. Mag. 8. 1911. 16—17.)

Verf. verteidigt seine Theorie der plastischen Bewegung des Gletschereises gegen die Einwände von H. HOWORTH.

Arthur Schwantke.

G. F. Wright: Postglacial erosion and oxidation. (Bull. Geol. Soc. Amer. 23. 1912. 277—296. 1 Taf. 6 Textabb.)

Nordohio bietet hervorragende Gelegenheit, die postglazialen Erosionsbeträge abzuschätzen. Eine alte Strandlinie, 200 Fuß oberhalb des heutigen Erie-Sees, rührt von einem Schmelzwassersee her, der vor endgültigem Abzug der Wisconsin-Vereisung bestand, und kann durch Ohio weithin verfolgt werden. Was seit Bildung dieser Strandlinie von der Erosion geleistet wurde, kann abgeschätzt, bei dem Flusse Plum Creek sogar quantitativ bestimmt werden. Der Fluß hat sich bisher nur in Geschiebemergel eingegraben unter Entfernung von 34 000 000 Kubikfuß Mergel längs einer Strecke von 5000 Fuß. Zwecks Anlage eines Reservoirs verlegte man den Flußlauf. An einer 500 m langen Strecke dieses künstlichen Bettes ergaben 12jährige Messungen, daß jährlich 8450 Kubikfuß Gestein erodiert werden. Beim Übergang zu den Verhältnissen des alten Laufes bedarf die Zahl noch einer Korrektur, so daß die Division 2505 Jahre als Erosionsdauer ergibt. Diese Zahl ist aber zu klein. Zwar gibt es Gesichtspunkte, die zugunsten einer früher intensiveren Erosionstätigkeit sprechen, vorwiegend fällt aber die wahrscheinliche Existenz von Bedingungen für eine früher langsamere Erosion ins Gewicht — die ehemals dichtere Bewaldung der Gegend. Verf. kommt zu einer ca. 5mal größeren Zahl, 12 500 Jahre. In dem nördlicher gelegenen und später eisfrei gewordenen Gebiet des Niagara River kann die Erosion erst 2—3 Jahrtausende später eingesetzt haben. Damit kommt man für das Alter des Niagarafalles zu viel niedrigeren, als nach den früheren Schätzungen allgemein angenommenen

Zahlen, die Verf. auch bereits an anderer Stelle und auf Grund anderer Beobachtungen korrigierte.

Es werden ferner die Erosionswirkungen südlich der Wasserscheide zwischen dem St. Lorenz und dem Mississippi zu Zeitschätzungen herangezogen. Dort konnte die Erosionswirkung während der Abschmelzperiode und vermöge der damit zusammenhängenden gewaltigen Überschwemmungen beträchtlicher sein als heute. Sie erscheint aber zu groß, wenn man von der Lage alter Schotter ausgehend die alten Flußbetten schematisch rekonstruiert und mit den heutigen vergleicht. Die hochgelegenen Schottervorkommen sind, wie auch WILLIAMS meint, nicht immer als ehemals zusammenhängend zu denken, sondern stellen vielfach lokal begrenzte Wälle dar, die an den Mündungen wildbachartiger Nebenflüsse in den Hauptfluß aufgehäuft wurden. Hochgelegene Schottermassen in Form lokaler Anhäufungen am Talrand können auch durch geschiebeführendes Treibeis auf dem stark geschwellenen Fluß verursacht werden; Verf. führt nach WILLIAMS sechs derartiger Vorkommen speziell an. Ferner täuschen die „Esker“-Terrassen eine zu große postglaziale Erosion vor. Bei den amerikanischen Terrassen dieser Art handelt es sich um Ablagerungen zu Zeiten, als stagnierendes Eis die Seitenwände der präglazialen Rinne hoch hinauf überzog und die vom Eisrand kommenden Nebenflüsse auf diesen Flußeiswällen ihr Geröll ablagerten. Die Täler sind also in viel bedeutenderem Maße präglazialer Bildung, als es zunächst den Anschein hat, die Erosion braucht nur eine entsprechend kürzere Zeit gedauert zu haben.

Als zuverlässiger Zeitmesser hat die postglaziale Oxydation glazialer Ablagerungen gegolten. Es ist aber, worauf namentlich WILLIAMS aufmerksam gemacht hat, häufig die Oxydation nicht ausschließlich postglazial, das Material der Glazialablagerungen ist z. T. bereits in oxydiertem Zustande gewesen. WILLIAMS stellte dem Verf. zur Ergänzung seiner eigenen Beobachtungen eine Reihe von Daten zur Verfügung, aus welchen übereinstimmend hervorgeht, daß vorrückende Gletscher viel oxydiertes Material mitschleppen, das beim Stationärwerden zunächst zur Ablagerung kommt, hernach überlagert von weniger stark oxydiertem. Solche Ablagerungen brauchen noch keine lange eisfreie Zeit erlebt zu haben.

Keiner von den Zeitmessern, die wir für die Postglazialzeit (und Inter-glazialzeiten) besitzen, ergibt die großen Zeiträume, die man bisher dafür in Anspruch zu nehmen geneigt war. Die hinsichtlich ihrer physikalisch-chemischen Bedingungen abnormen Glazialperioden entziehen sich derart anzustellenden Messungen.

LEVERETT bestreitet in einer diese Ausführungen betreffenden Diskussion, daß die Ablagerung präglazial verwitterten Materials in Moränen häufig genug sei, um ein wesentlicher petrogenetischer Faktor zu sein.

FAIRCHILD glaubt, an den früheren Annahmen längerer postglazialer Zeiträume festhalten zu müssen, unter anderem wegen des großen Ausmaßes postglazialer Niveauverschiebungen.

SPENCER zieht die Beweiskraft der WRIGHT'schen Beobachtungen am Niagara-fall in Zweifel.

Wetzel.

- Maurer, J.: Die jüngste große Rückzugsphase der Schweizer Gletscher im Lichte der Klimaschwankung. (PETERM. Mitt. 1914. **60**. 9—10.)
- Rabot, Ch. et P. L. Mercanton: Les variations périodiques des Glaciers. XIII^{me} Rapport. 1912. (Ann. Glac. 1913. **8**. 42—62.)
- Kayser, E.: Über die ARRHENIUS'sche Theorie der Eiszeiten. (Centralbl. f. Min. etc. 1913. 769—771.)
- Hume, W. F.: Professor WALTHER's Desert Erosion. (Geol. Mag. 1914. **595**. 18—22.)
- Koenigsberger, J.: Gebirgsbildung. (Handwörterb. d. Naturwiss. **4**. 1913. 650—655.)
- Chamberlin, T. C.: Diastrophism and the formative processes III. (Journ. of Geol. 1913. **21**. 577—587.)
- Diastrophism and the formative processes. IV. Rejuvenation of the continents. (Journ. of Geol. 1913. **21**. 673—683.)
- Geikie, J.: Mountains, their origin, growth and decay. (Edinburgh. 1913. 336 p. 1 Taf. 51 Fig.)
- Linstow, O. v.: Ueber die Zeit der Heraushebung des Harzes. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 1913. I. Heft 3. 3 Fig.)
- Meyer, E.: Zur Mechanik der Osningbildung bei Bielefeld. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 1913. I. Heft 3. 1 Fig.)
- Tietze, O.: Der Erdfall vom 14. April 1913 in der Gemeinde Hopsten (Kreis Tecklenburg). (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 1913. I. Heft 3. 3 Fig.)
- Scheu, E.: Deutsche Landschaftstypen: 1. Der Schwarzwald. Leipzig 1913. 11 p. 8 Taf. 11 Fig.
- Woldstedt, P.: Beiträge zur Morphologie von Nordschleswig. Diss. Göttingen. 1913. 70 p. 3 Taf.

Radioaktivität.

P. Krusch: Radiumgehalt der Pechblenden. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **20**. 1912. 208.)

Aus 18 t Pechblende von Joachimstal kann man 3 g Radiumchlorid oder 4 g Radiumbromid herstellen (nach Prof. ST. MEYER). Da der Wert von 1 g Radiumchlorid schon seit längerer Zeit in Wien 400 000 Kronen beträgt, würden 18 t einen Radiumwert von 1,2 Millionen Kronen haben.

Da in allen bekannten Pechblenden das Verhältnis zwischen Uran und Radium ein konstantes ist, so hat die Möglichkeit des getrennten Vorkommens der beiden Stoffe nach dem jetzigen Stande der Wissenschaft eine erhebliche Stütze verloren. [Vergl. Zeitschr. f. prakt. Geol. **19**. 1911. 83.]

A. Sachs.

Petrographie.

Allgemeines.

F. E. Wright: Granularity limits in graphic-microscopic work. (Bull. Geol. Soc. Amer. **23**. 1912. 726. [Ausz.])

Verf. bespricht die Methoden, mit deren Hilfe die optischen Eigenschaften kleiner Mineralkörper oder Fragmente mikroskopisch zu ermitteln sind, und bezeichnet die Grenze, die diesen Untersuchungen durch die Kleinheit der Objekte gesetzt wird.

Wetzel.

Weinschenk, E.: Grundzüge der Gesteinskunde. I. Allgemeine Gesteinskunde als Grundlage der Geologie. 3. Aufl. Freiburg i. Br. 1913. 273 p. 138 Fig. 6 Taf.

Mennall, J. P.: A Manual of Petrology. London 1913. 256 p. 123 Fig.

Kaiser, E.: Petrographische Untersuchungsmethoden. (Handwörterb. d. Naturw. **10**. 140—148. 1913.)

Moses, A. J.: A scheme for utilizing the Polarizing Microscope in the determination of Minerals of non-metallic lustre. (The school of Mines Quarterly. **34**. No. 4. July 1913.)

Kaiser, E.: Über ein Demonstrationsmikroskop für den mineralogischen und petrographischen Unterricht. (Zeitschr. f. Krist. 1914. **53**. 397—403. 1 Fig.)

Mervin, H. E.: Stark lichtbrechende Medien zur Bestimmung des Brechungsindex mit Hilfe des Mikroskops; ferner ein Satz haltbarer Standardmedien von niedriger Lichtbrechung. (Journ. Washington. Acad. 1913. **3**. 35—40.)

Moses, A. J.: Guide to the „Sight Recognition“ of one Hundred and twenty common or important Minerals. 59 p.

Wright, F. E.: Graphical methods in microscopical petrography. A graphical plot for use in the microscopical determination of the plagioclase feldspars. (Amer. Journ. of Sc. 1913. **36**. 509—542. 8 Taf.)

Gesteinsbildende Mineralien.

Petrov, K.: Messung geringer Dispersionen der optischen Symmetrieachsen in monoklinen Kristallen. (Diss. Berlin. 1913. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXXVII. 457—494. 1 Taf.)

Osann, A.: Über Holmquistit, einen Lithionglaukophan von der Insel Utö. (Sitzungsber. Akad. d. Wiss. Heidelberg. A. 1913. 17 p. 2 Taf.)

Hillebrand, S.: Über Ägirin und Babingtonit. (Min.-petr. Mitt. 1913. **32**. 247—264.)

Brauns, R.: Vorkommen von Eisensulfiden in den Basalten des Niederrheins. (Sitzungsber. Naturhist. Ver. preuß. Rheinl. u. Westf. 1913. 13—14.)

Eruptivgesteine.

R. Workman: Calcite as a Primary Constituent of Igneous Rocks. (Geol. Mag. 8. 1911. 193—201. 2 Taf.)

Enthält eine Beschreibung der interessanten calcitführenden Eruptivgesteine und der damit verbundenen Kalkgesteine des Nephelinsyenitgebietes von Alnö und Langörsholmen im Vergleich mit anderen analogen Vorkommen.

Arthur Schwantke.

F. Loewinson-Lessing: The Fundamental Problems of Petrogenesis, or the Origin of the Igneous Rocks. (Geol. Mag. 8. 1911. 248—257, 289—297.)

Verf. zeigt, daß die durchschnittliche mittlere Zusammensetzung der Erdkruste am besten dem Mittel einer Mischung aus der durchschnittlichen Zusammensetzung des Granit- und des Gabbromagmas zu gleichen Teilen entspricht. Die Annahme der Entstehung der Eruptivmagmen durch Spaltung eines intermediären Einheitsmagmas, eines Syenits, Monzonits, Essexits, entspricht nicht dem in der Natur beobachteten quantitativen und qualitativen Auftreten dieser Gesteine, die vielmehr ihrerseits Differentiationsprodukten und Randfaziesbildungen entsprechen. Die Gesamtheit der Eruptivgesteine läßt sich vielmehr als Differentiationsprodukte der beiden ursprünglichen Magmen, des Granitmagmas und des Gabbromagmas erklären. Dieser Bedeutung der beiden Magmen entspricht dann auch ihre tatsächlich beobachtete Verbreitung.

Die Differentiation ist eine zweifache. 1. Die Kristallisations-differentiation, d. i. die Sonderung der bereits ausgeschiedenen Kristalle nach dem spezifischen Gewicht, die auch zur Folge haben kann, daß ein Teil der ausgeschiedenen Kristalle in Partien des Schmelzflusses gelangt, die sie wieder auflösen. 2. Die Differentiation im flüssigen Zustande, die magmatische Differentiation. Sie äußert sich in dem Bestreben der Schmelze, monomineralische Magmen oder Eutectica zu bilden. So wird z. B. eine bimineralische Schmelze in ein eutektisches und ein monomineralisches Magma zerfallen und eine trimineralische ein trimineralisches, bimineralisches und monomineralisches Gestein liefern. Durch Vermischung der gesonderten Magmen können abnorme, hybride Mischgesteine entstehen.

Zur Differentiation tritt als zweiter wichtiger Faktor die Assimilation, d. i. die Wiederaufschmelzung oder Einschmelzung der bereits verfestigten Gesteine.

Die allerältesten präarchäischen Gesteine entstanden durch Erstarrung aus den beiden granitischen und gabbroiden Urmagmen. Seit der archäischen Zeit gelangten aber die untersten Teile der verschiedenen Erdschollen immer wieder in Tiefenregionen, wo die Höhe der Temperatur eine Wiedereinschmelzung zur Folge hatte. Alle Eruptivgesteine seit dieser Zeit bilden sich immer wieder durch diese Schmelzung der untersten Gesteins-schichten (und folgende Differentiationsprozesse und durch Assimilations-

prozesse während der Aufschmelzung). Es bleibt also auch die Materie der Magmen stofflich immer dieselbe und es ist damit auch die stoffliche Übereinstimmung der Eruptivgesteine seit den ältesten geologischen Epochen zu erklären.

Es möge dieses kurze Referat auf den reichen Inhalt der Arbeit selbst hinweisen.

Arthur Schwantke.

Brun, A.: Considérations sur le magma granitique. (Zeitschr. f. Vulkan. 1914. 1. 3—9. 2 Fig.)

Sedimentgesteine.

J. J. Tesch: De Physische Gesteldheid der Noordzee. (Tijdschr. van het K. Nederlandsch Aardrijkskundig Genootschap. (2.) 27. 1910. Afl. 4. 702—740. Kaart No. XV, XVI.)

Die Abhandlung enthält u. a. eine zusammenfassende Darstellung über die Bodenarten der Nordsee, deren Verbreitung auf einer Karte im Maßstab 1 : 6 000 000 dargestellt ist. Hierbei wird Stein-, Sand- und Schlickgrund unterschieden. Es ist dies, soweit dem Ref. bekannt, die erste kartographische Darstellung dieser Art für die Nordsee.

Andrée.

F. Schucht: Die Entstehung der ostfriesischen Inseln. (Ber. d. Niedersächs. Geol. Ver. Hannover. 4. 1911. 139—146.)

Die Inselreihen der niederländisch-deutschen Nordseeküste werden in der bisherigen Literatur fast allgemein entweder als „Trümmerfeld“ in dem Sinne bezeichnet, daß darin Zerstörungsreste der Küstenmarschen des früheren Festlandes vorlägen oder daß die Inseln früher eine Nehrung gebildet hätten entsprechend den bekannten Bildungen der Ostseeküste. Beides bedarf nach den neueren Aufnahmearbeiten der Preuß. geol. Landesanstalt auf den ostfriesischen Inseln der Richtigstellung.

Auf das Höhendiluvium Ostfrieslands, die „Geest“, folgt seewärts ein breiter, von Deichen eingefasster Saum von Moor- und Marschalluvien, darauf das Watt, dessen Boden aus marinen Feinsanden und Sanden, stellenweise auch aus Schlick besteht und von zahlreichen kleineren Wasserläufen, den auch bei Ebbe mit Wasser gefüllten Baljen und Prielen, durchzogen wird. Am nördlichen Rande des Wattes, wo sich das eigentliche Nordseebecken absenkt, liegen in 4—10 km (Borkum 20 km) Entfernung vom Festlande die ostfriesischen Inseln, die durch Flußmündungen und Seebaljen (Seegate) voneinander getrennt werden.

Das Fundament aller ostfriesischen Inseln bildet ein mit Muscheln stark durchsetzter Meeressand, auf dem sich Flugsande zu kuppigen und langgestreckten Dünenzügen aufgehäuft haben. Am südlichen Strande lagert, zuweilen auch schon von Flugsand bedeckt, eine dünne kalkige Schlickdecke, welche aber nicht ein Rest alten Marschbodens ist, sondern einen jüngeren

kalkhaltigen Absatz darstellt, der sich erst nach Bildung der Inseln aus den Überflutungswässern des Wattenmeeres bildete und noch bildet.

Eine größere Zahl von Bohrungen auf den Inseln, dem Festlande und in den Watten hat nun ergeben, daß unter den Meeressanden Geschiebemergel, fluviale Sande, kurz eine ganz charakteristische Schichtenfolge des Diluviums liegt, beginnend bei etwa 20 m Tiefe. Die ostfriesische Geest setzt sich also unter den Randmooren und Seemarschen, weiter auch unter dem Watt und den Inseln weit in die Nordsee hinaus fort. Stellenweise treten im Alluvium auch Torfschichten (Tuul) auf; sie sind es, welche die vielfach am Strande der Inseln sich findenden Torfgerölle liefern. Die tiefsten Alluvialschichten des Festlandes und der Watten bestehen aber aus den Bildungen von Waldmooren, und es ergibt sich hieraus, daß unter den Inseln und dem Wattenmeer eine um mehr als 20 m gesunkene Geestlandschaft liegt, die in der Litorina-Zeit unter den Meeressedimenten begraben wurde. In der Tat müssen sich nun die Seemarschen einstmals weiter seewärts erstreckt haben. Aber daß das ganze Wattengebiet ehemals festländische Marsch gewesen sei, diese Ansicht ist irrig. In der Tat sind nur die nordfriesischen Inseln Reste früheren Festlandes, die ostfriesischen Inseln sind selbständige jüngere Bildungen, entstanden aus dem ewigen Wechselspiel der aufbauenden und zerstörenden Tätigkeit des Meeres und des Windes.

Die erwähnte Litorina-Senkung der Nordseeküste ist seit mehr als 2000 Jahren zum Stillstand gekommen und kann somit für die großen Landzerstörungen der jüngsten Alluvialzeit nicht mehr in Frage kommen. Verantwortlich hierfür zu machen ist vielmehr die fortschreitende Zerstörung der Kreidefelsen des Ärmelkanals, durch welche der aus dem Atlantischen Ozean kommende Flutstrom ein immer breiter werdendes Einlaßtor erhielt und die Flut- und Ebbe- und damit auch die Sedimentationsverhältnisse sich durchaus ändern mußten. Die Marschen, welche in der bis dahin ruhigeren Nordsee günstige Bildungsbedingungen gefunden hatten, fielen der Zerstörung anheim, die nordfriesische Küste wurde in Inseln zerlegt, die z. T. aus altem Geestboden bestehen, z. T. wie die Halligen nur aus altem Marschboden. Große Strecken der ostfriesischen Marschen gingen zugrunde, es bildeten sich Zuydersee, Dollart, Jadebusen etc. Namentlich bildeten die alten Flußmündungsgebiete günstige Einbruchsstellen für die Sturmfluten; auch die im Laufe der Zeit eintretende Volumverminderung der oft 5—10 m mächtigen Schlick- und Mooralluvien, welche zu „Sackungen“ von $\frac{1}{2}$ —1 m führten, mag die Zerstörung großer Flächen alter Marschen beschleunigt haben.

Die neuen Flutverhältnisse der Nordsee, die die Zerstörungsperiode einleiteten, veranlaßten aber gleichzeitig neue Landbildungen. Dort, wo sich das Watt zum Nordseebecken abdacht, warf die Brandung langgestreckte Sandplatten auf, die von vornherein durch die Abflüsse des Festlandes und die in Baljen (Seegaten) und Prielen ablaufenden Fluten des Wattenmeeres in einzelne Stücke zerlegt waren, die nun ihrerseits die Basis der einzelnen Inseln West- und Ostfrieslands bildeten, indem sich auf diesen Sandplatten Flugsande zu Dünen auf türmten. Diese Inseln sind in steter Wanderung begriffen, hauptsächlich von Westen nach Osten, infolge des in dieser Richtung verlaufenden Flut- und Küstenstroms, dann aber auch in geringerem Grade von Norden

nach Süden durch Abbruch der Dünen am Strande durch Sturmfluten und Aufhäufung von Flugsanden am Südsaum der Insel. Hieraus resultiert eine Bewegung von Westnordwest nach Ostsüdost.

So ist die Entstehung der west- und ostfriesischen Inseln in erster Linie das Werk der aufbauenden Tätigkeit des Meeres. Ref. hätte nur gewünscht, daß Verf. den Namen KRÜMMEL's wenigstens genannt hätte, durch dessen grundlegende Arbeiten wir zuerst auf die hier in Frage kommenden Änderungen in der Wasserzirkulation der Nordsee aufmerksam gemacht wurden, welche die Öffnung des Ärmelkanals bewirkt haben muß. In bezug auf die Wanderung der Inseln sei aber noch hingewiesen auf die gleichzeitig mit der vorliegenden Arbeit erschienene, in dies. Jahrb. 1913. II. -403-, -404- referierte Abhandlung von W. KRÜGER.

Andrée.

O. B. Boeggild: The deposits of the sea-bottom. (Rep. on the Danish Oceanogr. Expeditions 1908—1910 to the Mediterranean and adjacent seas. 1. 1911. III. 257—269. Pl. XX.)

Verf. untersuchte 30 von der „Thor“-Expedition gesammelte Bodenproben besonders aus dem Mittelmeer (abgesehen vom östlichsten Teil), bzw. dem Marmara-Meer (nur 2 Proben) oder dem Schwarzen Meer (1) und dem Atlantischen Ozean an der portugiesischen Küste (1).

Die Sedimente des Mittelmeeres, denen NATTERER, sowie DE WINDT und BERWERTH frühere Untersuchungen widmeten, ersterer besonders vom chemischen Standpunkte aus (wobei gegen viele seiner geologischen Schlüsse von TH. FUCHS Einspruch erhoben werden mußte), sind bemerkenswert durch ihre große Einförmigkeit. Der relativ geringe Betrag terrigener Komponenten hängt mit der geringen Zahl der in das Mittelmeer einmündenden Flüsse zusammen. Andererseits verleiht das relativ reiche Leben den Bodenproben einen besonderen organischen Charakter. Diagenetische Neubildungen sind selten, aber von verschiedener Art.

Verf. beschreibt zuerst die physikalischen Eigenschaften und den Kalkgehalt, sodann die Mineralcomponenten, die organische Komponente und endlich die Neubildungen.

Die Farbe der Sedimente ist lichtbräunlich, sofern man von den Flachwasserablagerungen, die dem Blauschlamm des Challenger-Berichtes parallelisiert werden, absieht. Verf. meint darin einen Hinweis auf eine langsame Sedimentation zu erkennen, derart, daß eine Oxydation der Eisenverbindungen möglich ist. Die Konsistenz der Sedimente ist sandig-tonig und wird z. T. durch verkittenden kohlensauen Kalk stark verändert. Der Kalkgehalt ist durchschnittlich 50% und zeigt keine Beziehung zu Tiefe oder Landferne. Verf. bespricht von allgemeineren Gesichtspunkten aus die Bedeutung der Kalkauflösung in größeren Tiefen im freien Ozean für den Kalkgehalt der Sedimente, und man wird ihm Recht geben müssen, wenn er darauf hinweist, daß auch die Verschiedenheit des Gehaltes der einzelnen Meeresteile an kalkschaligem Plankton hierbei in Betracht gezogen werden müsse. Auffallend ist das Überwiegen der feineren, tonigen Komponenten gegenüber dem Sand.

Merkwürdig wenig vulkanische Komponenten ließen sich nachweisen. Unter den größeren Vertretern der biogenen Komponente ragen die Pteropoden in bemerkenswerter Weise hervor [und häufen sich manchmal dermaßen an, daß MURRAY auf seiner jüngsten Karte „Pteropodenschlamm“ verzeichnen konnte. Ref.]. Foraminiferen und Coccolithen sind reichlich vorhanden. Außerordentlich selten dagegen sind kieselschalige Organismen.

Unter den diagenetischen Neubildungen erfährt zuerst der Pyrit eine kurze Behandlung. Reich an demselben sind, wie lange bekannt ist, die Sedimente des Schwarzen Meeres. Was in Proben des Mittelmeeres davon gefunden wurde, hält Verf. um so eher für allochthon, als gleichzeitig Glaukonit auftritt und das Mittelmeerwasser als sauerstoffreich zu betrachten ist [welch² ersterem Argument Ref. allerdings nicht beizupflichten vermag, da ihm eine größere Zahl von Vorkommen des Pyrites in glaukonitischen Sedimentgesteinen bekannt sind]. Über die Hälfte der Sedimente enthielt Glaukonit in verschiedenen Verhältnissen. Extrem reich daran zeigte sich die Probe aus dem Marmarameer. Die Sedimente aus Tiefen unterhalb 1000 m ließen durchweg nur wenig Glaukonit erkennen, was gut mit dem bisher Bekannten übereinstimmt. Sehr auffällig ist das Auftreten von bis 1 mm großen Gipskristallen, die Verf. als authigen ansieht. [Leider ist es nicht möglich, sich über ihre Entstehung im Sediment, welche nach des Ref. Ansicht kaum primär sein kann, ein definitives Urteil zu bilden, da Verf. nicht angibt, in welcher Weise die zur Untersuchung gelangenden Proben aufbewahrt und konserviert waren und ob dieselben im entsalzten oder nicht entsalzten Zustande ihm vorlagen; denn es steht uns vor Augen der HUXLEY'sche Bathybius, der sich als ein gelatineartiger Gipsniederschlag erwies aus einer im Seewasser aufbewahrten und mit Alkohol versetzten Bodenprobe! Ref.]

Von größtem Interesse ist endlich das Auftreten von Kalkcarbonat als konkretionäre Kittsubstanz des Sedimentes, bei deren Beschreibung auch die von NATTERER beschriebenen Kalkkrusten der „Pola“-Expedition Erwähnung finden, und kleiner Dolomitkriställchen, deren Häufigkeit im großen und ganzen mit wachsender Tiefe und Küstenferne abnimmt.

[Wenn ein großer Teil der in unseren heutigen Kettengebirgen zu suchenden mesozoischen Geosynklinalzonen Meeren von der Lage unserer heutigen Mittelmeere entspricht, muß es von außerordentlicher Bedeutung sein, die Sedimentationsverhältnisse solcher Mittelmeere in ihren Abweichungen vom offenen Ozean genau kennen zu lernen. Hoffen wir, daß uns die Zukunft weitere solche eingehende Untersuchungen beschert, die für das romanische Mittelmeer um so eher nötig sind, als die umfangreichen Untersuchungen NATTERER's leider nicht in der Weise verwertet werden können, als man hoffen sollte. Ref.]

Andrée.

Rogers, G. S.: A study in the petrology of sedimentary rocks. (Journ. of Geol. 1913. 21. 714—728.)

Schuster, M.: Mikroskopische Untersuchung von Tongesteinen und verwandten Gesteinen aus dem Rotliegenden der nordöstlichen Rheinpfalz. (Geogn. Jahresh. 1913. 26. 163—186. 1 Taf. 2 Fig.)

Kristalline Schiefer. Metamorphose.

C. T. Clough, C. B. Crampton, J. S. Flett: The Augen Gneiss and Moine Sediments of Ross-shire. (Geol. Mag. 7. 1910. 337—345.)

Im Zentrum von Ross-shire in der Richtung vom Loch Luichard mit NNO-Streichen etwa 20 Meilen lang bis zur Garve-Station treten im Gebiete der Moine-Schichten zwei Partien von Augengneis auf, eine kleinere südliche bei Inchbae Lodge und eine größere nördlichere von Carn Chuinneag. Die geologische Aufnahme dieser Gegend wird noch mit allen Einzelheiten ausführlich publiziert werden. Die hier mitgeteilten Resultate sind von allgemeinem Interesse, da sich gerade in diesem Gebiete die dynamische Entstehung der granitischen Orthogneise und der sedimentären Paragneise der Moine-Serie beobachten läßt. Die Augengneise sind ehemalige Intrusionen eines porphyrischen Granits, denen schwächere Intrusionen basischer Gesteine, Gabbro und Augitdiorit, Tonalit und Hornblendegranit, vorangingen. Der Granit hat mit den ehemaligen Sedimenten der Moine-Schichten, die sich deutlich als Sedimente, Sandsteine und Schiefer, erkennen lassen, im Kontakt Hornfelse gebildet. Erst nach der Verfestigung des Granits wurde das ganze System durch den Faltungsdruck und andere tektonische Bewegungen dynamisch in kristalline Schiefer verwandelt. Aus dem porphyrischen Granit entstand der Augengneis, aus den basischen Gesteinen Amphibolit, Hornblendegneis und Hornblendeschiefer. Innerhalb der Augengneise von Carn Chuinneag treten Ägirin-Riebeckit-Gneise sowie Magneteisen- und Zinnerzmassen auf. Die ursprünglichen Sedimente (Arkosen, Schiefer, Mergel und Sandsteine) werden zu Gneisen und Glimmerschiefern, die ganz denen der Moine-Schichten anderer Gegenden entsprechen, eingelagerte basische Eruptivgesteine zu dunkeln Hornblende- und Chlorit-schiefern. Auch die thermometamomorphen Kontaktgesteine wurden dynamisch verändert, aus Hornfelsen entstanden z. T. Glimmerschiefer (aus Andalusit entstand Cyanit oder Glimmer). Die rein dynamische Entstehung der kristallinen Schiefer wird noch weiter bewiesen durch tektonische Bewegungen, die nach der eben besprochenen Faltung eintraten und zunächst das Aufreißen von etwa senkrecht zum Streichen gerichteten Spalten zur Folge hatten, in die Gänge von Dolerit eindringen. Durch später fortgesetzten Druck und Quetschung in dieser Richtung wurden auch diese Dolerite zu Hornblendeschiefern, aber auch der Granit und Hornfels erfuhren in diesen Quetschzonen nochmals eine dynamische Umkristallisation.

Arthur Schwantke.

R. M. Deeley: The Plasticity of Rocks and Mountain Building. (Geol. Mag. 7. 1910. 501—503.)

Das Gebirgssystem des Canadischen Schildes ist nicht durch Gebirgsfaltung emporgehoben, sondern durch die Ausdehnung, die die Erdschichten infolge der Erhitzung beim Eindringen der Granite des Laurentian erfuhren, in die Höhe gepreßt worden, indem sich die bewegten Gesteinsmassen „plastisch“ verhielten. Der Unterschied zwischen dem plastischen und dem flüssigen (viskosen) Zustand ist der, daß ein plastisches Fließen nur bei einseitigem Druck

und bei einer gewissen Stärke des Druckes möglich ist (die mit steigender Temperatur immer kleiner werden kann). Wenn der Canadische Schild (nach COLEMAN) nach dem Abschmelzen des pleistocänen Eises nicht so hoch emporgestiegen ist, als dem Gewicht der abgeschmolzenen Eismassen entspricht, so ist dies dem „plastischen“ Verhalten der Gesteine der Erdkruste zuzuschreiben.

Arthur Schwantke.

T. Crook: On Dedolomitisation. (Geol. Mag. 8. 1911. 337—345. 2 Fig.)

Verf. zeigt an einer Reihe kristalliner thermometamorpher Dolomite, mit den charakteristischen Mineralien Olivin (Serpentin), Phlogopit, Chondroit, Spinell etc. (für die besonders der Charakter als kalkfreier Magnesia-Mineralien bezeichnend ist), daß diese Mineralien, sobald noch genügend Dolomit geblieben ist, stets von Dolomit, nicht von Calcit umschlossen werden. Der Prozeß verläuft also folgendermaßen:

1. Bei geringem Kieselsäuregehalt sind die Magnesiasilikate etc. eingebettet in den Dolomit, ohne Auftreten von Calcit in ihrer unmittelbaren Nachbarschaft, der sich nur in einzelnen Körnern im Dolomit findet.

2. Bei einem fortgeschrittenen Stadium der Dedolomitisation findet sich der Dolomit als Höfe um die Magnesiasilikate und in einzelnen Körnern oder in Form von Verwachsungen in der Calcitgrundmasse verteilt. Diese tafeligen Verwachsungen stehen z. T. mit den Höfen um die Mineralkörner in Verbindung.

3. Wenn der Kieselsäuregehalt groß genug war, um alle Magnesia zu binden und der Prozeß genügend weit fortgeschritten ist, ist die ganze Grundmasse in Calcit umgewandelt und der Dolomit erscheint nur mehr noch in kleinen Körnern in der Umgebung der Magnesiamineralien oder im Kalkspat verstreut.

Arthur Schwantke.

E. H. L. Schwarz: What is a Metamorphic Rock? (Geol. Mag. 8. 1911. 356—361.)

Verf. vermißt — insbesondere im Hinblick auf V. GRUBENMANN's „kristalline Schiefer“ — eine genaue Definition, die eine präzise Abgrenzung der metamorphen Gesteine sowohl nach oben gegen die Sedimente und die Verwitterungsprodukte wie nach unten gegen die Eruptivgesteine gestattet. Mit der Zonengliederung ist er einverstanden. Nach oben hin ist die Bildung eines metamorphen Gesteins an das Vorhandensein eines „dynamischen Druckes“ (Streß) geknüpft. In der obersten Zone gilt das Gesetz des kleinsten Molekularvolumens: Oberste Zone, Granat $\text{Ca}_2\text{MgAl}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ + Quarz SiO_2 , Molekularvolumen $123 + 22,8 = 145,8$; unterste Zone, Augit $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ + Anorthit $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$, Molekularvolumen $68,0 + 101,1 = 169,1$, entsprechend einem unreinen Dolomit. In der untersten Zone nähert sich der einseitige Druck immer mehr dem allseitigen (hydrostatischen) Druck, dem „statischen Druck“. Es treten hydrochemische Prozesse ein. (Das Wasser spielt insbesondere auch bei den Eruptivgesteinen eine wichtige Rolle.) Sobald der statische Druck allein wirksam wird, ist die Kristallisation von der Richtung vollkommen un-

abhängig und die Kristallisation erfolgt wie die eines Eruptivgesteins. Die unterste Grenze der körnigen kristallinen Schiefer gegen die Eruptivgesteine zeigt sich in der fortschreitenden Unabhängigkeit vom Volumengesetz: Eklogit der untersten Zone, Granat $3\text{R}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ + Omphacit $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$ + Quarz 2SiO_2 , Molekularvolumen $369 + 64,8 + 45,6 = 479,4$; Gabbro, Augit $2\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ + $\text{MgAl}_2\text{SiO}_6$ + Olivin Mg_2SiO_4 + Anorthit $2\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ + Albit $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$, Molekularvolumen $204,0 + 43,9 + 202,2 + 100,3 = 550,4$. Die Summe der Molekularvolumina der Mineralien eines Eruptivgesteins ist größer als die der Molekularvolumina eines entsprechenden metamorphen Gesteins. In ersterem Falle überwiegt die freie Beweglichkeit der Moleküle den äußeren Druck, der „innere Druck (d. h. die molekulare Aktivität)“ ist größer als der „äußere Druck“, im zweiten Falle umgekehrt, und es ist damit eine untere Grenze der metamorphen Gesteine gegen die Eruptivgesteine gegeben. Wir haben also die Möglichkeit einer genauen Definition auf der Grundlage der „molekularen Energie“.

Arthur Schwantke.

E. H. L. Schwarz: Contributions to the aqueo-igneous Solution Theory of Rock Magmas. (Trans. Geol. Soc. S. Afrika. **15**. 1912. 115—123. 2 Taf.)

Intrusionsmassen von Dolerit in Südafrika zeigen eine „Transfusion“ von Feldspat- und Augitkristallen in das Nebengestein im unmittelbaren Kontakt mit Schiefer. Dieser Vorgang soll dadurch entstehen, daß der Dolerit sich die dazu erforderlichen Räume im Nebengestein herausschmilzt oder -löst und ausfüllt. Das Material, das bei diesem Prozeß frei wird (z. B. Kieselsäure aus dem Schiefer) soll dabei „beseitigt“ werden. Diese Annahme wird verallgemeinert: auch die Doleritlakkolithen sollen sich so ihren Raum durch Aufschmelzung geschaffen haben. Gänge intermediärer Zusammensetzung, die sie durchsetzen, sollen die Abfuhrkanäle der dabei überflüssig gewordenen Schiefersubstanz nach der Tiefe zu darstellen(!).

Diesen Austausch von Material sieht Verf. merkwürdigerweise auch in dem Auftreten von Andalusit, Cordierit, Granat im kontaktmetamorphen Schiefer; sie sollen aus dem Granit durch Lösung ausgesondert sein. Irgendwelche chemischen Beweise für eine solche Stoffübertragung werden nicht erbracht. [Hier wie in dem folgenden Aufsatz werden ganz offenbar lokale, unwesentliche Erscheinungen in unstatthafter Weise auf andere Probleme übertragen und verallgemeinert. Ref.]

O. H. Erdmannsdörffer.

E. H. L. Schwarz: The Sea-Point Granit-Slate Contact. (Trans. geol. soc. S. Afrika. **16**. 1913. 33—38. 2 Taf.)

Der altbekannte, schon von COHEN beschriebene Granit-Schieferkontakt zerfällt in mehrere deutlich unterscheidbare Zonen: die äußere, $\frac{3}{4}$ Meilen vom Granit entfernte besteht aus Knotenschiefern; die nächste zeigt dies Phänomen stärker und enthält harte, „sekundär verkieselte“ [dichte Hornfelse? Ref.] Bänke. Weiterhin und am Kontakt selbst erscheint der Schiefer mit Feldspat

in einzelnen, bis 2 Zoll großen Kristallen imprägniert. Verf. sieht darin einen Beweis dafür, „that the granite, in this particular case at any rate, advances by a process of solution and deposition through the agency of water“. Diese Annahme wird auf den ganzen Granit ausgedehnt: „Wenn man vom Schiefer auf den Granit zu wandert, hat man nicht den Eindruck, von einem Sediment in ein Eruptivgestein zu kommen, sondern in eine Pseudomorphose von Granit nach Schiefer.“ Dieser Vorgang ist unter Druck erfolgt (vergl. auch das vorhergehende Referat).

O. H. Erdmannsdörffer.

Niggli, P.: Bemerkungen zu meiner Abhandlung über metamorphe Gesteinsserien. (Min.-petr. Mitt. 1913. **32**. 266—267.)

Umpleby, J. B., W. T. Schaller und E. S. Larsen: Custerit, ein neues kontaktmetamorphes Mineral. (Zeitschr. f. Krist. 1914. **53**. 321—331.)

Löffler, R.: Ergänzende Beiträge zur Kenntnis des Grundgebirges im Ries. (Centralbl. f. Min. etc. 1913. 752.)

Hopmann, P. M.: Einige Bemerkungen über die Einschlüsse im Leucittuff der Kappiger Ley. (Centralbl. f. Min. etc. 1913. 722—728.)

Weber, M.: Beispiele von Primärschieferung innerhalb der böhmischen Masse. (Centralbl. f. Min. etc. 1913. 772—784. 2 Fig.)

Michel, H.: Urausscheidungen und Einschlüsse im Sodalithsyenit von der Hradlischka westlich Großpriessen a. d. Elbe. (Centralbl. f. Min. etc. 1913. 767—768.)

Verwitterung. Bodenkunde.

H. Stremme und **B. Aarnio**: Die Bestimmung des Gehaltes anorganischer Kolloide in zersetzten Gesteinen und deren tonigen Umlagerungsprodukten. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **19**. 1911. 329—349.)

Es werden besprochen: 1. Einige Eigenschaften von Kolloiden, 2 bei Gegenwart von Kolloiden in Gesteinen auftretende Eigenschaften, 3. die qualitative Bestimmung von Kolloiden in Gesteinen, 4. die quantitative Bestimmung, 5. Zusammenfassung. — Es gibt drei Methoden der quantitativen Bestimmung: 1. J. M. VAN BEMMELEN's Methode, 2. H. E. ASHLEY's Bestimmung mittels der Absorption von Farbstoffen, 3. die Bestimmung der Hygroskopizität nach RODEWALD-MITSCHERLICH.

Die VAN BEMMELEN'sche Methode ist nicht geeignet, die ASHLEY'sche Absorptionsmethode ist für saure Farbstoffe unbrauchbar, dagegen fanden die Verf. Methylenblau zweckentsprechender, die RODEWALD-MITSCHERLICH'sche Hygroskopizitätsbestimmung zeigte in der Tat beträchtliche Unterschiede zwischen kolloiden und nicht kolloiden Mineralien und Gesteinen, sie ist die zuverlässigere [vergl. auch Zeitschr. f. prakt. Geol. **19**. 1911. 467].

A. Sachs.

P. Rohland: Die Beweglichkeit der Abböschungen und die Kolloidnatur der Tone. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **19**. 1911. 394.)

Die Beweglichkeit der Abböschungen wird an Intensität zunehmen, wenn diese wenig oder gar keine Kolloidstoffe enthalten; in dem Maße, als amorphe und kristalloide Stoffe vorhanden sind, wächst die Instabilität der Abböschung.

A. Sachs.

P. Rohland: Die Entstehung der Tone bezw. die Kaolinitisierung. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **20**. 1912. 119.)

Es erscheint sehr wahrscheinlich, daß kleine Organismen, vielleicht Bakterien, einst bei der Entstehung der Tone bezw. bei der Kaolinitisierung mitgeholfen, wenn nicht diese veranlaßt haben.

A. Sachs.

N. H. Winchell: Saponite, thalite, greenalite, greenstone. (Bull. Geol. Soc. Amer. **23**. 1912. 329—332.)

Saponit, auch Seifenstein und Porzellanerde genannt, ist nach DANA ein wasserhaltiges Al-Mg-Silikat mit etwas Fe und bisweilen Ca und findet sich hauptsächlich in Hohlräumen von Gesteinen mit geringem oder fehlendem K-Gehalt, z. B. in basischen Trappen. Ihm chemisch nahestehend, aber durch kristallographische Eigentümlichkeiten unterschieden sind Bowlingit, ein häufiges Umwandlungsprodukt des Olivins und Thalit (von DANA mit Saponit vereinigt), sowie Greenalit, ein Verwitterungsprodukt von basischem Gesteinsglas. Alle diese Mineralien haben graue bis grüne Farbe.

Serpentin ist ein Gestein, bestehend aus Talk, Chrysotil, Pikrolith, Antigorit, Klinochlor und ähnlichem mehr. Häufig entsteht es aus Grünstein, worunter gewisse Massengesteine, aber auch gewisse Trümmersedimente verstanden werden, welche letzteren besser Grünwacke zu nennen sind. Die grüne Farbe dieser Gesteine, jedenfalls der amerikanischen Vorkommen archaischen Alters, beruht wesentlich auf dem Vorhandensein der oben erwähnten grünen Mineralien. Der Alkaligehalt der ursprünglichen Diabase etc., der den Grünsteinen und Serpentinien fehlt, ist durch Lösung fortgeführt, während der Kalk der Feldspäte am Aufbau der grünen Mineralien teilnimmt. Bisweilen konnten nicht alle unlöslichen Zersetzungsrückstände in die genannten Mineralien übergehen, dann entstanden in den Grünsteinen besondere konkretionäre Massen von Eisenoxyd, Kieselsäure u. dergl.

Die von anderer Seite gemachte Annahme, daß die Ausscheidung obiger wasserhaltigen Fe-Mg-Silikate z. T. submarin erfolgt sei, ist unhaltbar trotz der gelegentlich geröllartigen Form ihrer Aggregate. Die Körnerform war ursprünglich und wurde pseudomorphosiert durch die Mineralien, sei es, daß die Form bereits dem vulkanischen Gestein ursprünglich eigen war — also vulkanischer Sand und Lapilli —, oder daß sie durch Schuttbildung auf dem Lande entstand. Zusammenhängende Glasmassen wurden zu Grünstein zersetzt unter Erhaltung der Struktur.

Dergleichen Vorkommen enthält die Mesabikette, die Vermilion- und Cuyunaketten.

Wetzel.

bb*

- Gans, R.: Über die chemische oder physikalische Natur der kolloidalen wasserhaltigen Tonerdesilikate. (Centralbl. f. Min. etc. 1913. 699—712, 728—742.)
- Vogel v. Falckenstein, K.: Über Nitratbildung im Waldboden. (Intern. Mitt. f. Bodenk. 1913. 3. 36 p.)
- Tucan, F.: Wieder „Zu Tucan's Bauxitfrage“. (Centralbl. f. Min. etc. 1913. 768—769.)
- Schulte, L.: Geologisch-agronomische Karte, bearbeitet für die Landwirtschaftliche Winterschule in Schivelbein, nebst Erl. 2. Aufl. 1913.

Experimentelle Petrographie.

F. Loewinson-Lessing: Versuche über Umkristallisation der Gesteine im festen Zustand. (Ann. de l'Inst. Polytechn. de St.-Pétersbourg. 1911. 15. 577—581. 1 Taf.)

Verf. hat eine Reihe von Gesteinen in dem Martensofen 8 Monate bei 1200°—1300° C gelassen und besonders bemerkenswerte Resultate an dem serpentinierten Dunit beobachtet, der ohne zu schmelzen sich teilweise umkristallisiert hat; in diesem Gestein ist der Serpentin in einen rhombischen Pyroxen, wahrscheinlich Enstatit, einen monoklinen, klingenähnlichen Pyroxen und teilweise in Olivin übergegangen; in Olivin sind Eisenoxyde diffundiert, die in diesem Mineral Einschlüsse gebildet haben; die neugebildeten Pyroxenkörner sammelten sich zu größeren Aggregaten, die mit Olivinaggregaten wechsellagern. Auch die chemische Zusammensetzung ist etwas verändert, da das Wasser fehlt und das ganze Eisenoxydul oxydiert ist.

Zum Schluß legt Verf. folgende genetische Klassifikation der Gesteine vor:

I. Eruptivgesteine.

1. Magmatische, die unmittelbar aus dem flüssigen Magma auskristallisiert sind.
2. Paramagmatische, die im festen Zustand aus den kristallinen Gesteinen umkristallisiert sind.
3. Apomagmatische, umkristallisierte glasige Gesteine.

II. Sedimentgesteine.

1. Protokristalline, die direkt aus den Lösungen auskristallisiert sind (z. B. Steinsalz, Gips).
2. Parakristalline, die im festen Zustand umkristallisiert sind (z. B. Kontakthornfelse).
3. Metakristalline, die hydrochemisch umkristallisiert sind (z. B. viele kristalline Kalksteine).

W. Luczizky.

- Rüsberg, F. W.: Über Augit und Wollastonit in Hochofenschlacken. (Centralbl. f. Min. etc. 1913. 689—696.)
- Liesegang, R. E.: Kristallisationskraft. (Naturw. Umschau. No. 12. Beil. z. Chem. Ztg. 1913. 154—155. 3 p.)

- Liesegang, R. E.: Umsetzungen zwischen Natriumsilikat- und Eisenchloridlösungen. (Journ. f. prakt. Chem. 1913. **88**. 358—360.)
- Tschernobaëff, D. et S. Wologdine: Chaleur de formation des alliages de la silice, de caolin déshydraté et de la chaux. (Ann. Inst. Polytechn. du Don du Cés. Alexis à Nowotcherkassk. 1912. **1**. 56—80. Russ. mit deutsch. Res.)
- Fenner, C. N.: Die Stabilitätsbeziehungen der Kieselsäuremineralien. (Zeitschr. f. anorg. Chem. 1914. **85**. 133—197. 9 p.)
- Niggli, P.: Gleichgewichterscheinungen zwischen Alkalicarbonaten und Kieselsäure. (Zeitschr. f. anorg. Chem. 1913. **84**. 229—272. 14 Fig.)
- Wright, F. E.: An Electrical Goniometer Furnace for the Measurement of Crystal Angles and of Refractive Indices at High Temperatures. (Journ. Washingt. Acad. of Sc. 1913. **3**. 396—401. 3 Fig.)
- The Change in the Crystal Angles of Quartz with Rise in Temperature. (Journ. Washingt. Acad. of Sc. 1913. **3**. 485—494. 2 Fig.)
- Scheel, K. und W. Heuse: Über die absolute Ausdehnung des Quarzglas bis zur Temperatur des flüssigen Wasserstoffes. (Ber. d. deutsch. phys. Ges. 1914. 1—4.)
- Eisenmann, K.: Kanonische Zustandsgleichung fester Körper. (Ber. d. deutsch. phys. Ges. 1914. 41—56.)
- Wuite, J. P.: Das System Natriumsulfat—Wasser. (Zeitschr. f. phys. Chem. 1914. **86**. 349—383. 5 Fig.)
- Blanc, M. Le: Über Kristallisation und Auflösung in wässriger Lösung. II. (Zeitschr. f. phys. Chem. 1914. **86**. 334—337.)
- Sudhaus, K.: Über die Gleichgewichte der Doppelsalze von Cadmiumchlorid—Natriumchlorid und Cadmiumchlorid—Kaliumchlorid mit ihren wässrigen Lösungen. (Diss. Berlin. 1914. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXXVII. 1914. 1—50. 17 Fig.)
- Korrens, E.: Kristallographische und thermische Untersuchung von binären Systemen aus Thallochlorid und Chloriden zweiwertiger Metalle. (Diss. Berlin. 1914. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXXVII. 1914. 51—124. 22 Fig. 2 Taf.)
- Schaefer, W.: Die binären Systeme aus Calciumchlorid mit Barium- und Strontiumchlorid. (Dies. Jahrb. 1914. I. 15—24. 1 Taf. 2 Fig.)
- Liebisch, Th. und E. Korrens: Kristallisationsvorgänge in binären Systemen aus Chloriden von einwertigen und zweiwertigen Metallen. (Sitzungsber. preuß. Akad. d. Wiss. 1914. 192—212.)

Bautechnische Gesteinsuntersuchungen.

- Kaiser, E.: Die Verwitterung der Gesteine, besonders der Bausteine. (Aus: Die nutzbaren Gesteinsvorkommen Deutschlands. **1**. 1913. 30 p. 5 Fig.)
- Hirschwald, J. und J. Brix: Untersuchungen an Kleinschlagdecken behufs Gewinnung einer Grundlage für die Prüfung der natürlichen Gesteine auf ihre Verwendbarkeit als Straßenbaumaterial. (Bautechn. Gesteinsuntersuchungen. 1912. **3**. 55 p. 15 Fig.)
-

Europa.

c) Deutsches Reich.

F. Hirzebruch: Über kristallinische Gesteine aus dem Diluvium des Münsterlandes. (Verh. d. nat. Ver. von Rheinl. u. Westf. 68. 347—380. 1911.)

Im Anschluß an eine Untersuchung von W. MEYER über die Porphyre des westfälischen Diluviums (vergl. Centralbl. f. Min. etc. 1907. 143—153 u. 168—181) hat Verf. die nicht porphyrischen kristallinen Gesteine behandelt und an der Hand zahlreichen Vergleichsmaterials die Bestimmung der engeren Heimat dieser Gesteine sich zur Aufgabe gestellt. Genauer beschrieben werden in erster Linie diejenigen Gesteine, bei denen eine Identifizierung mit anstehenden Gesteinen möglich war, sodann solche mit besonders charakteristischen Eigenschaften, die dadurch eventuell Anhaltspunkte zu einer späteren Herkunftsbestimmung geben. Nachgewiesen wurde die Herkunft von Gesteinen von Jemtland (porphyrtartiger Biotitgranit), Rödö (Rapakiwi), Åland (Rapakiwi, Ålandgranit), Ostsee (sogen. Ostseegesteine, Visbyer Mandelstein), Småland (Wexiögranit [Augengranit], Hornblende-Biotit-Granit, Paskallaviker Biotitgranit), Schonen (Sösdalabasalt, Alapsbergbasalt, Bonarpbasalt), Christiania (Åkerit); ferner fanden sich Åsbydiabas, Helleforsdiabas, Uralitdiabas von Småland, Öjediabas (?), Quarzdiorit von Småland.

Von einer Untersuchung von Gesteinen der Gruppe der kristallinen Schiefer wurde wegen Mangels an Vergleichsmaterial Abstand genommen.

Im Anschluß an diese Untersuchungen wird zum Schluß die Frage erörtert nach der Richtung des Eisstromes, der diese Gesteine Westfalen zuführte. Da fast nur aus Schweden stammendes Material gefunden worden ist und Gesteine von Norwegen sehr selten sind (nur zwei aus dem Christianiagebiete stammende Gesteine wurden gefunden), andererseits auch solche von Bornholm fehlen, so wird angenommen, daß der Eisstrom, der Westfalen erreichte, etwa zwischen Schonen und Bornholm hindurchfloß, und daß Jemtland der Ort des Hauptnährgebietes ist, da Gesteine, deren Anstehendes nördlich davon zu suchen ist, nicht bekannt geworden sind. Das Eis bewegte sich von seinem Hauptnährgebiet über Rödö nach dem bottnischen Busen, überdeckte Åland, betrat etwa der Insel Gotland gegenüber das Festland und gelangte zwischen Schonen und Bornholm hindurch nach Westfalen. **K. Busz.**

e) Britische Inseln.

H. H. Arnold-Bemrose: On Olivine Noduls in the Basalt of Calton Hill, Derbyshire. (Geol. Mag. 7. 1910. 1—4. 2 Taf.)

An dem genannten Orte fand sich in Schichten carbonischen Alters zusammen mit einem tuffartigen Agglomerat, das Basaltlapilli und Kalkfragmente, z. T. marmorisiert, auch Aggregate von Quarz- und Kalkspatkörnern enthält, ein dunkler Basalt, der ganz den deutschen Feldspatbasalten mit großen Einsprenglingen von Olivin und Augit (z. T. mit Sanduhrstruktur) entspricht.

Es handelt sich zweifellos um einen carbonischen Eruptionspunkt und es ist daher von ganz besonderem Interesse, daß sich in ihm die gleichen Olivinfelseinschlüsse finden, wie sie aus deutschen tertiären Basalten bekannt sind. Die längste Knolle war 5,7 cm lang, und wie reich der Basalt an solchen Einschlüssen ist — ganz wie manche deutsche Basalte —, geht daraus hervor, daß es gelang, an einer Stelle 49 Knollen in weniger als einer Stunde zu sammeln. Auch die Zusammensetzung des Olivinfelses ist genau die gleiche wie die der deutschen Olivinfelse, wie auch aus den Photographien der beiden Tafeln hervorgeht. Verf. beobachtete Olivin (hauptsächlich), monoklinen Augit und Picotit. Der Olivin zeigt z. T. eine Felderteilung, oft wie Lamellen mit fast parallelen Grenzen, die erst im polarisierten Lichte hervortritt, durch die abweichende Auslöschung der einzelnen Lamellen, die Abweichung in der Orientierung ist z. T. sehr gering. Verf. deutet es als Zwillingsbildung. Ref. möchte glauben, daß es sich hier um dieselbe mechanische Beanspruchung (Zertrümmerung?) handelt, wie sie auch in anderen Olivinfelsen und auch in Meteoriten beobachtet wird. Hinsichtlich der Entstehung der Olivinknollen schließt sich Verf. der Ansicht derjenigen an, die sie als Ausscheidungen des Magmas betrachten, was durch die Übereinstimmung mit den mikroskopischen Einsprenglingen von Olivin und protogenem Augit auch im vorliegenden Basalt durchaus wahrscheinlich gemacht wird.

Arthur Schwantke.

M. K. Heslop: Notes on a pre-Tertiary Dyke on the Usway Burn. (Geol. Mag. 7. 1910. 104—110. 1 Taf.)

Den Usway Burn, einen Nebenfluß des Coquet, kreuzt in nordöstlicher Richtung ein in dem Gebiet der Eruptivgesteine des Cheviotgebirges (dies. Jahrb. 1884. I. -71-) aufsetzender Gang eines diesen Andesiten und Porphyriten sehr verwandten Gesteins, im frischen Zustande dunkel mit halb glasigem Glanz und dem unbewaffneten Auge deutlich sichtbaren Einsprenglingen; im verwitterten Zustande rot gefärbt, auch die frischen Partien schon durchwachsen mit roten Adern von Achat. Das Mikroskop zeigt (neben älterem Eisenerz und Apatit) große Einsprenglinge von Feldspat und Pyroxen. Der Feldspat (optisch nicht genauer bestimmt) gleicht in Form, Zwillingsbildung und Glaseinschlüssen ganz den bekannten Feldspäten der Andesite und Porphyrite. Der Augit ist in der Hauptsache rhombischer Pyroxen, und zwar nach Doppelbrechung und optischer Orientierung Hypersthen (prismatisch mit vorherrschender Quer- und Längsfläche). Die Einsprenglinge liegen in einer dunklen Grundmasse, die sich bei stärkerer Vergrößerung auflöst in ein Gemenge von deutlichen Mikrolithen von Apatit, Augit, Feldspat und Eisenerz in schwarzen Körnchen oder deutlich hexagonalen Blättchen von Hämatit, mit undeutlich auflösbaren dunklen Flecken mit Andeutung von Kristallform in einer farblosen Glasbasis. Bei sehr starker Vergrößerung zeigten auch die kleinen, das Glas dunkel färbenden Körnchen hexagonalen Umriß, was auf Hämatit schließen ließe. Die charakteristische Form der Einsprenglinge ist die skelettförmige, die bekannte Form der gegabelten Feldspäte [Ref. würde die Bezeichnung „Sanduhrstruktur“ nur für wirkliche Zonarstruktur, nicht für Wachstums-

formen anwenden] und ganz ähnliche Bildungen von Augit. Soweit die Beschreibung und die Abbildungen es erkennen lassen, dürfte es sich um eine dendritische Ausbildung der Grundmasse handeln, wie sie in Doleriten, Andesiten und Porphyriten vielfach zu beobachten ist.

Arthur Schwantke.

H. Dewey and J. S. Flett: On some British Pillowlavas and the Rocks associated with them. (Geol. Mag. 8. 1911. 202—209, 241—248.)

Während die spilitischen Diabase, die durch ihre eigentümlichen wollsackartigen, wulst- oder kugelförmigen Oberflächenformen besonders charakteristisch sind, in Deutschland im Rheinischen Schiefergebirge und Harz auf das Mittel- und Oberdevon beschränkt sind, finden sich solche Gesteine in England vom Präcambrium an bis zum Carbon, auch sind hier die charakteristischen Begleitgesteine noch reichhaltiger entwickelt. Diese spilitischen Diabase sind offenbar Stromdiabase, die unter ganz besonderen Verhältnissen geflossen sind. Mit ihnen gehören aber auch zusammen die gleichzeitigen körnigen Intrusivdiabase, ferner Hornblendediabase (Proterobase), von DEWEY als Minverite (nach St. Minver, Nord-Cornwall) bezeichnet, Quarzdiabase und (meist hornblende-führende) Pikrite. Gleichzeitig gehören aber zu der ganzen Eruptivserie auch Keratophyre (und Albittrachyte), Quarzkeratophyre (und Natronfelsite) und Natrongranite.

Sehr bezeichnend für diese diabasischen Gesteine (ausgenommen die Quarzdiabase) ist die Albitisierung. Der ursprüngliche Plagioklas ist durch neugebildeten Albit ersetzt. Dieser Prozeß der Albitisierung, die sich auch an anderen Stellen durch Neubildung von Albit bemerkbar macht, ist nicht eine Folge der gewöhnlichen Gesteinsverwitterung, sondern er folgte auf die Verfestigung der Gesteine nach der Eruption. Dies folgt daraus, daß die Feldspate der von der armorikanischen Faltung zerquetschten Diabase bereits als albitische Feldspate zerbrochen sind und daß die albitisierten Feldspate der Diabase im Kontakt mit dem Granit in den entstandenen Hornfelsen wieder zu Andesin und Labradorit umgewandelt sind. Die Verf. sehen die Ursache der Albitisierung in pneumatolytischen Emanationen, die auf die Eruption folgten. Mit dieser Annahme läßt sich dann auch die gleichzeitige Umbildung der Schiefer zu Adinolen leicht erklären.

Neben den Adinolen treten mit den spilitischen Diabasen auch Hornsteine auf, die zum großen Teil deutlich als Radiolarite zu erkennen sind. Wenn die eigentümliche Form der Spilite durch den Charakter als submarine Ergüsse erklärt werden kann, so ist dann die reichliche Bildung solcher Sedimente durch den größeren Kieselsäuregehalt des Wassers infolge derselben Emanationen, der die Existenzmöglichkeit für solche Organismen beförderte, erklärlich.

In chemischer Beziehung ist für die spilitischen Diabase eine Natronvormacht charakteristisch. Für die deutschen Diabase ist die Zugehörigkeit eines Teils zu den Alkaligesteinen von R. BRAUNS und O. H. ERDMANNSDÖRFFER nachgewiesen worden. Die Verf. kommen nun zu dem Resultat, daß in dieser

ganzen Eruptivserie eine besondere Klasse von Eruptivgesteinen vorliegt, die neben die atlantische und pazifische Gesteinssippe zu stellen ist. Diese Annahme läßt sich auch geologisch begründen. Während die pazifischen Gesteine in Epochen aktiver Gebirgsfaltung auftreten und die atlantischen mit vertikalen tektonischen Bewegungen und Verwerfungen verbunden sind, treten die spilitischen Gesteine in Distrikten auf, die eine lang andauernde Senkung erfahren haben. Damit steht auch das Vorkommen der die Spilite begleitenden Sedimente und ihr Fehlen zur heutigen Zeit im Einklang.

Bezüglich der Einzelheiten und Analysen der mit ausführlichem Literaturverzeichnis versehenen Arbeit muß auf das Original verwiesen werden.

Arthur Schwantke.

W. C. Simmons: The Granite Mass of Foxdale, Ile of Man; with some notes on Dendritic Markings in Mikrogranite Dykes. (Geol. Mag. 8. 1911. 345—352.)

Verf. beschreibt das Granitvorkommen am genannten Orte und die begleitenden (fast feldspatfreien) Pegmatit- und Quarzgänge.

Eine Analyse des Granits ergab: SiO_2 72,5, TiO_2 0,2, Al_2O_3 16,3, $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ 2,5, MgO 0,5, CaO 1,1, Na_2O 3,2, K_2O 3,2, P_2O_5 Spur, Cl Spur, H_2O 0,54; Sa. 100,04.

Arthur Schwantke.

H. H. Thomas: The Skomer Volcanic Series (Pembrokeshire). (Quart. Journ. Geol. Soc. 67. 1911. 175—212. 13 Fig. 1 geol. Karte.)

Die Skomer-Serie, benannt nach der Insel Skomer an der Westküste von Pembrokeshire, zu der auch die Inseln Midland, Grassholm und einige kleinere gehören, ist 2900 Fuß mächtig und besitzt eine horizontale Ausdehnung von über 26 Meilen von Ost nach West. Das geologische Alter ist jedenfalls älter als Ober-Llandovery, wahrscheinlich von der unteren Stufe der Arenig-Serie. Es sind hauptsächlich dünne Lavaströme von großer Horizontalausdehnung, daneben einige Intrusivgesteine und einige basische Gänge. Tuffe fehlen fast ganz, was auf die subaerische Natur der Laven schließen läßt.

1. Natronrhyolithe und Felsite. Helle, weiße, gelbe, rote, z. T. violette Gesteine, teilweise sphärolitisch und gebändert. Mikroskopisch alle Übergänge von Pechsteinen mit ausgezeichneter perthitischer Absonderung und Fluidalstruktur und Felsiten bis zu trachytischer Struktur. Die Feldspateinsprenglinge sind niemals Orthoklas, sondern saurer Plagioklas (zwischen Albit und Oligoklas). Farbige Einsprenglinge sind vorhanden als Pseudomorphosen von Chlorit und Quarz nach Biotit und Augit. Akzessorisch treten auf Zirkon, Apatit, Titaneisen, Magnetkies, Pyrit, sekundär Titanit (z. T. schön pleochroitisch) und Chlorit. Die Grundmasse ist kryptokristallin felsitisch. Die sphärolitischen Gesteine finden sich besonders schön (zwischen Tom's House und The Basin) an der Südküste von Skomer. Die kleineren weißen oder grauen Kugeln, erbsengroß und kleiner, sind außen konzentrisch und innen radial aus strahligen Feldspatfasern (optisch negativ, gerade auslöschend,

schwach lichtbrechend). Die größeren (bis 9 oder 10 Zoll) Knollen wechseln in der Form von Kugeln und elliptischen bis zu scheibenförmigen Massen. U. d. M. zeigen sie sowohl konzentrische wie radialstrahlige Struktur. In manchen Fällen sieht man, daß es sich um sekundäre Ausfüllungen von lithophysenähnlichen Hohlräumen handelt, die außen aus Feldspatsubstanz, innen aus Chalcedon bestehen. Analyse eines Natronrhyolits von The Table, Westküste von Skomer: SiO_2 79,64, TiO_2 0,50, Al_2O_3 11,44, Fe_2O_3 0,11, FeO 0,30, MnO 0,08, CaO 0,71, MgO 0,15, K_2O 0,38, Na_2O 6,40, H_2O bei 105° 0,16, H_2O über 105° 0,30, P_2O_5 0,08, CO_2 0,02; Sa. 100,27.

2. Natrontrachyte. Graue splittrige, selten blasige Gesteine, von typisch trachytischer Struktur. Es lassen sich unterscheiden:

a) Natrontrachyte. Kleine Einsprenglinge von Albit in einer Grundmasse aus Mikrolithen desselben Minerals. Gelegentlich Pseudomorphosen nach Augit, akzessorisch Apatit und Titaneisen, sekundär Chlorit und Titanit. Verwandt mit den Keratophyren. Analyse eines Natrontrachyts von der Nordküste von Skomer, gegenüber der kleinen Insel Garland Stone: SiO_2 58,47, TiO_2 2,17, Al_2O_3 18,60, Fe_2O_3 1,92, FeO 4,77, MnO 0,19, BaO 0,04, MgO 0,94, CaO 0,99, Na_2O 5,52, K_2O 3,30, Li_2O Spur, H_2O bei 105° 0,50, H_2O über 105° 2,19, P_2O_5 0,45, CO_2 0,04, Cl 0,02; Sa. 100,11.

b) Olivin-Natrontrachyte. Verwandt den Marloesiten. Einsprenglinge von Albit oder Albit-Oligoklas, wenig Augitkörner, Pseudomorphosen von Serpentin oder Chlorit nach Olivin, Körner von brauner Hornblende in einer felsitischen oder trachytischen Grundmasse von Albit-Oligoklas.

c) Hypersthen-Natrontrachyt (Crabhall-Typus nach TEALL). Grundmasse wie die vorigen mit etwas Apatit und Quarz. Einsprenglinge von Albit-Oligoklas und Pseudomorphosen von Bastit nach rhombischem Pyroxen mit Erzrand, z. T. mit Titanit.

3. Keratophyre. Graue, deutlich blasige, natronreiche Gesteine, die chemisch eine Mittelstellung einnehmen zwischen den Natronrhyolithen und den Spiliten. Ähnlich den Kalkbostoniten. Die Grundmasse ist nicht mehr ausgesprochen trachytisch, sondern „verfilzt“. Spärlich kleine Einsprenglinge von Albit-Oligoklas (etwas basischer als in den Trachyten), einige mikropertitisch mit wurmförmiger Struktur (Myrmekit?), mit Neubildungen von Calcit und Epidot. Farbige Gemengteile (außer dem Eisenerz) fehlen meist. Chlorit ist reichlich vorhanden in der glasigen Mesostasis zwischen den Mikrolithen der Grundmasse und in den Blasenräumen (Delessit).

4. Skomerite, neuer Typus, früher als Basalt und Andesit beschrieben. Dichte, feinkörnige, dunkelgraue (etwas ins Grüne) Gesteine. Sie bestehen etwa zu einem Viertel aus Augitkriställchen, bis 10 mm groß, meist viel kleiner, z. T. „subidiomorph“ und „subophitisch“. Vielfach verzwilligt. Die einsprenglingsartigen Feldspatleisten sind meist stark zersetzt (Chlorit) und sind Albit-Oligoklas näher dem Albit, die weniger idiomorphen Individuen der Grundmasse näher dem Oligoklas. Das Eisenerz (Titaneisen) ist in feinen Körnchen gleichmäßig verteilt. Sekundär Epidot und Titanit und auf Blasenräumen Albit, Quarz und Chlorit. Der Chlorit ersetzt auch z. T. die feinkörnige oder glasige Grundmasse. Durch Einsprenglinge von Olivin (in Pseudomorphosen von

dunkelgrünem Serpentin oder stark doppelbrechendem Chlorit oder Iddingsit [?]) nähern sich diese Gesteine den chemisch verwandten Marloesiten, durch Zunahme der farbigen Einsprenglinge und Auftreten von Fluidalstruktur z. T. den Mugariten. Eine Analyse ist nicht gegeben.

5. Marloesite. Neuer Typus, benannt nach dem Kirchspiel Marloes. Blaßgraue, etwas gefleckte, sehr feinkristalline Gesteine mit splittrigem Bruch, nur an der Oberfläche blasig. Charakterisiert durch große Einsprenglinge von Olivin und Albit-Oligoklas, die gruppenweise miteinander verwachsen sind (ähnlich wie im Pantellerit von der Ostseite der Montagna Grande auf Pantelleria). Die Verwachsungsgrenze beider ist unregelmäßig; nach außen ist der Olivin weniger idiomorph als der Feldspat. Der Olivin bildet Pseudomorphosen von Serpentin, dem Ferrit genannten roten Mineral oder einem grünen (grün für Schwingungen [positiv] parallel zu den Spalttrissen, gelb senkrecht dazu) Mineral, entstanden durch Wiederauflösung des randlich gebildeten Eisenerzes, selten von Calcit. Die Struktur der Grundmasse hält die Mitte zwischen trachytisch und intersertal und besteht aus Feldspatmikrolithen gleich denen der Skomerite und subidiomorphen bis ophitischen Augiten. Die Marloesite enthalten ferner noch eine (schon bei den Olivin-Natrontrachyten erwähnte) braune, wahrscheinlich natronhaltige Hornblende, beträchtlich schwächer doppelbrechend als der Augit, α blaß rötlichbraun, β blaß braun, γ blaß gelblichbraun, Ebene der optischen Achsen in der Symmetrieebene, $c : c$ ca. 24° , optisch positiv, $2E$ größer als 120° . Meist in kleinen Körnern in der Grundmasse, gelegentlich mit den Feldspateinsprenglingen. Auf Blasenräumen Quarz, Chlorit, Albit und Epidot. Analysen: 1. Marloesit von der Südseite von Grassholm. 2. Marloesit von der Ostseite von Marlin's Haven, Marloes.

	1.	2.
Si O ₂	52,37	49,80
Ti O ₂	1,16	1,73
Al ₂ O ₃	18,05	16,24
Fe ₂ O ₃	3,40	3,85
Fe O	4,27	5,31
Mn O	0,28	0,27
(Co, Ni) O	n. best.	0,02
Mg O	5,53	4,52
Ba O	0,02	0,02
Ca O	6,18	4,01
Na ₂ O	4,36	4,88
K ₂ O	1,97	2,51
Li ₂ O	Spur	Spur
H ₂ O bei 105°	0,32	1,08
H ₂ O über 105°	1,83	2,43
P ₂ O ₅	0,18	0,18
C O ₂	0,17	3,22

Sa. . . .	100,09	100,07
-----------	--------	--------

6. Mugearite. Dunkelgraue, rot gestreifte, feinkristalline Gesteine, schwach blasig, mit ausgesprochener Fluidalstruktur, in der Zusammensetzung von saureren, nach den Keratophyren und Natrontrachyten hin liegenden zu basischeren, nach den Olivinbasalten hinneigenden Formen wechselnd. Danach wechselt auch der Charakter des Feldspats von Oligoklas bis Labrador. Als farbige Gemengteile treten auf gut begrenzte Serpentinpseudomorphosen nach Olivin und schlecht begrenzte, stark gefärbte Kristalle von Augit, der auch in kleinen Körnchen zwischen den Feldspatmikrolithen der Grundmasse auftritt. Das Erz ist Magneteisen, doch deutet reichlicher sekundärer Titanit auf Titangehalt. Olivin und Augit sind etwa in gleicher Menge vorhanden, in den basischen Gliedern reichlicher. Die Analyse eines solchen basischen Mugearits südöstlich von The House, Skomer (ähnlich dem Mugearit von Skye und anderen Orten) ergab: SiO_2 50,19, TiO_2 2,72, Al_2O_3 14,57, Fe_2O_3 4,39, FeO 8,96, MnO 0,32, MgO 2,79, BaO 0,03, CaO 7,60, Na_2O 4,24, K_2O 1,53, Li_2O Spur, H_2O bei 105° 0,32, H_2O über 105° 1,54, P_2O_5 1,12, FeS_2 0,03, CO_2 0,02, Cl 0,05; Sa. 100,42, ab O für Cl 0,01, 100,41.

7. Olivinbasalt. Dunkle, dichte, fein kristalline Gesteine aus Magnetit, Olivin, Augit und Plagioklas. Blasig an der Ober- und Unterseite der Ströme mit Quarz, Chlorit, Epidot, Titanit, aber keinen Zeolithen. Die Struktur zeigt alle Übergänge von fluidalen bis zu porphyrischen Typen. Letztere zeigen Einsprenglinge von stark zersetztem Feldspat, einem Labradorit von mittlerer Zusammensetzung, die Feldspatleisten der Grundmasse sind frisch und etwas saurer, etwa Ab_1An_1 . Augit erscheint in nicht idiomorphen Körnern und Aggregaten, manchmal auch in größeren begrenzten, von Feldspat (nicht ophitisch) durchwachsenen Kristallen, der Olivin hauptsächlich in kleinen Körnchen, nur manchmal in größeren porphyrischen Einsprenglingen, stets Pseudomorphosen von Eisenhydroxyd, Chlorit, Kalkspat, Iddingsit und dem oben erwähnten grünen Mineral. Das Erz ist titanhaltiges Magneteisen. In einzelnen Fällen ist der Feldspat etwas saurer und nähert sich mehr dem Andesin. Solche Gesteine werden als mugearitische Basalte bezeichnet. Die Analyse eines Basaltes oberhalb des Limekiln, Skomer, ergab: SiO_2 53,82, TiO_2 1,66, Al_2O_3 14,70, Fe_2O_3 2,39, FeO 6,74, MnO 0,39, $(\text{Co}, \text{Ni})\text{O}$ 0,03, MgO 4,84, BaO 0,02, CaO 9,03, Na_2O 2,75, K_2O 1,85, H_2O bei 105° 0,37, H_2O über 105° 1,59, P_2O_5 0,10, CO_2 0,10; Summe 100,38.

8. Olivin-Dolerite, nicht sehr verbreitet, aber ziemlich mächtige Ergüsse und Intrusionen. Feinkörnige, typisch ophitische Gesteine von wechselnder Korngröße. Der Feldspat ist Labradorit. Olivin findet sich spärlich in kleinen Pseudomorphosen, in den gröberkörnigen Varietäten, die auch größere Feldspateinsprenglinge enthalten, auch größere Pseudomorphosen von Serpentin, Chlorit, Delessit und dem grünen Mineral.

Während die Natronrhyolithe, Natrontrachyte, Skomerite und Marloesite zu den natronreichen Alkaligesteinen zu rechnen sind, entsprechen die Mugearite, Basalte und Dolerite den Basalten Westschottlands, wir haben also hier eine Mischung von Alkali- und Alkalikalkgesteinen.

Arthur Schwantke.

W. S. Boulton: On a Monchiquite Intrusion in the Old Red Sandstone of Monmouthshire. (Quart. Journ. Geol. Soc. **67**. 1911. 460—476. 1 Taf. 3 Fig.)

Das hier beschriebene Gestein tritt als unregelmäßiger Gang oder Intrusivmasse im Old-Red-Sandstein von Monmouthshire, nördlich von Great House, Golden Hill, auf und ist der einzige aus England und Wales bekannte Monchiquit. Es ist ein lamprophyrisches Gestein, das petrographisch und chemisch den Monchiquiten und Campptoniten von Schottland, speziell von Colonsay verwandt ist und sich als ultrabasische Varietät desselben Magmas auffassen läßt, dem der Analcimdolerit von Bartestree bei Hereford angehört.

Das Gestein enthält als Einsprenglinge große, z. T. stark korrodierte Kristalle von Augit, Glimmer und Olivin, daneben Chromit oder Picotit und korrodierte Quarzkörner (Einschlüsse). Die Augitkristalle, 3—4 Zoll lang (der größte 6 Zoll lang und 3 Zoll dick) sind schwarz, z. T. grünlich, mit pechartigem Glanz und muschligem Bruch und sehr zerbrechlich; im Dünnschliff blaßgrün, fast farblos, in dicken Schliften schwach pleochroitisch von blaß olivgrün bis bräunlichgrün. Es ist wahrscheinlich ein Chromdiopsid. Die korrodierten Einsprenglinge sind mitunter (jenseits einer Randzone mit Aggregatpolarisation) als basaltischer Augit fortgewachsen [Fig. 3 c zeigt sehr gut die Verwachsung, wie sie vom Ref. Centralbl. f. Min. etc. 1902. 17 ff. beschrieben ist]. Die Grundmasse besteht aus einer zweiten Generation von idiomorphen Olivinkriställchen (wie die großen Einsprenglinge in der gewöhnlichen Weise umgewandelt) und braunen Augitprismen nebst Glimmerblättchen, oktaedrischem Eisenerz und feinen Apatitnadelchen, eingebettet in eine Füllmasse von Analcim, nur z. T. (in der Nachbarschaft von Sandsteineinschlüssen) findet sich eine limburgitische Glasbasis. Diese letztere Grundmasse enthält noch einmal winzige Kriställchen von Augit, Biotit, Erz und Apatit als dritte Generation. Außer als Füllmasse findet sich der Analcim auch in Kristallen am Rande kleiner Hohlräume nebst anderen Zersetzungsprodukten, Chlorit, Carbonaten etc.; z. T. ist in der Füllmasse auch Natrolith vorhanden, vielleicht ein Zersetzungsprodukt von ehemaligem Nephelin. Der Analcim der Füllmasse ist wahrscheinlich als primär aufzufassen.

Charakteristisch für das Gestein und beweisend für seine intrusive Natur sind große Mengen von Einschlüssen des durchbrochenen Nebengesteins. Interessant ist das Auftreten von Fetzen von palagonitischem Gesteinsglas mit diesen Einschlüssen zusammen, die den Beweis für die schnelle Erstarrung der zuerst eindringenden Magmapartien liefern, die von den nachdringenden Massen des Schmelzflusses zerbrochen und eingeschlossen wurden.

Neben den fremden Einschlüssen finden sich Olivinfelsknollen, die in ihrer Zusammensetzung aus Olivin, Chromdiopsid, Chromit oder Picotit einem Pikrit entsprechen und als erste Ausscheidung desselben Magmas (cf. Analysen) zu betrachten sind. Neben dem Olivin, der die Hauptmasse ausmacht, fällt im Handstück besonders ein dunkelgrünes oder braunes, glimmerähnliches Mineral mit bronzeartigem Schiller auf. U. d. M. zeigt sich ein starker Pleochroismus von bläulichgrün bis gelblich, gerade Auslöschung parallel den Spaltrissen und ziemlich starke Doppelbrechung. Achsenwinkel

klein, Achsenebene parallel der Spaltfläche. Ohne Zweifel ist das Mineral aus Olivin entstanden, vielleicht ist es Iddingsit. Daneben scheinen auch bastitartige Pseudomorphosen nach einem rhombischen Pyroxen vorzukommen.

Die Analysen des Monchiquits (I) und des Olivinfelses (II) ergaben:

	I.	II.
Si O ₂	40,26	42,85
Ti O ₂	2,26	—
Al ₂ O ₃	10,22	10,42
Cr ₂ O ₃	Spur	—
Fe ₂ O ₃	2,86	6,27
Fe O	7,14	6,86
Mn O	0,20	—
Mg O	8,75	9,01
Ca O	13,43	11,84
Na ₂ O	1,51	1,65
K ₂ O	1,32	1,61
P ₂ O ₅	0,65	—
S O ₃	0,62	—
C O ₂	5,80	5,88
H ₂ O bei 105°	1,24	} 2,70
H ₂ O über 105°	3,53	
Sa.	99,79	99,09

Arthur Schwantke.

Afrika.

J. Parkinson: The Relation between the Foliated and non Foliated Rocks of Southern Nigeria, West Coast, Afrika. (Geol. Mag. 7. 1910. 527—534.)

Enthält eine kurze petrographische Beschreibung der in Süd-Nigerien insbesondere in den Oban Hills auftretenden kristallinen Schiefer, Hornblende-schiefer, Glimmerschiefer, Gneise, Granitgneise, Pegmatite, die in inniger Beziehung und Verknüpfung miteinander stehen, des Granits und der (jüngsten) Aplitgänge. Für die älteren Granitgneise gegenüber den jüngeren Graniten ist ein Monazitgehalt charakteristisch.

Arthur Schwantke.

Lagerstätten nutzbarer Mineralien.

Allgemeines.

A. Krümmer: Historische Entwicklung und Definition der hauptsächlichsten tektonischen Begriffe in Bergbau und Geologie. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 20. 1912. 249—266.)

Es werden die Begriffe: Sprung, Faltung, Überschiebung, Blattverschiebung und Schieferung besprochen. Tektonische Störungen sind Ablösungen an räumlichen Flächen, entstanden bei der Auslösung von Spannungen, die

durch die verschiedenen Formen der Schwerewirkung hervorgerufen wurden. Dabei zeigen die Ränder der Störungen erstarrte Schwingungswellen, wobei noch zu berücksichtigen ist, daß Bewegungen verschiedener Natur zu verschiedenen Zeiten an derselben Störung stattgefunden haben. Damit ergibt sich von selbst, daß bestehende Störungen in einer großen Zahl von Fällen nicht das erstarrte Bild eines tektonischen Vorganges, vielmehr einer Vielheit von Erscheinungen sind.

A. Sachs.

H. Loewy: Systematische Erforschung des Erdinneren mittels elektrischer Wellen. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 19. 1911. 279—287. [Vergl. Centralbl. f. Min. etc. 1911. 241—249].)

Aus den sehr interessanten Ausführungen des Verf.'s sei folgendes hervorgehoben. Ein Stoff leitet elektrische Wellen um so besser, je schlechter er den elektrischen Strom leitet. Die Gesteine, so groß ihre Zahl und Verschiedenheit in petrographischer und geologischer Hinsicht ist, verhalten sich, vom elektrischen Standpunkt betrachtet, d. h. wenn man nach dem Wert ihrer Leitfähigkeit und Dielektrizitätskonstante fragt, im höchsten Grade gleichartig: im trockenen Zustande sind sie für elektrische Wellen durchlässig, im feuchten Zustande verhalten sie sich wie Metalle (oder Wasser). Zur Erforschung des Erdinneren nach nutzbaren Lagerstätten eröffnen sich verschiedene Möglichkeiten. Man kann die Wellen von der Erdoberfläche aus ins Innere senden. Treffen sie dort auf eine undurchlässige Schicht (Erz oder Wasser), so werden sie wie Lichtstrahlen an einem Spiegel reflektiert und zeigen, nach der Erdoberfläche zurückgekehrt, das Vorhandensein von Erzlagern oder Grundwasser an. So kann man in Wüsten Grundwasser finden. Statt aber die Wellen von der Erdoberfläche aus zu senden, kann man in das Gebiet unterhalb der undurchlässigen Oberflächenschicht hinabsteigen und von hier aus Wellen erregen. Auf diese Methode geht Verf. näher ein. Es gilt das Gesetz, daß die Verminderung der Empfangsintensität um so ausgeprägter ist, je geringer die Entfernung zwischen Lagerstätte und Empfänger und je größer die Tiefenerstreckung der Lagerstätte ist. Erzgänge von nur 500 m Tiefe entziehen sich in Entfernungen von über 25 km dem Nachweise vollkommen. Die Frage: Wasser oder Erz? würde sich durch Ausdehnung der Beobachtungen über einen größeren Zeitraum beantworten lassen: periodische Schwankungen der Reichweitenverminderung würden auf Wasser, Konstanz auf Erz deuten. Will man ein größeres Gebiet in systematischer Weise nach seinen nutzbaren Lagerstätten erforschen, so wird man eine Anzahl von Bohrlöchern etwa in Form eines quadratischen Netzes über das Gebiet verteilen. Mit einer verhältnismäßig geringen Anzahl solcher Stationen kann man das ganze zwischenliegende Gebiet mit elektrischen Wellen abfragen und sich einen ziemlich genauen Einblick in seinen Erzreichtum verschaffen.

Die geringe Leitfähigkeit der Gesteine scheint die Ausbreitung der Wellen auf sehr große Entfernung zu ermöglichen, so daß der Gedanke einer drahtlosen Telegraphie durchs Erdinnere auf große Distanzen praktische Bedeutung gewinnt.

A. Sachs.

O. Trüstedt: Über Erzsuchen mittels Elektrizität. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **20**. 1912. 159—163.)

Mit Bezug auf die von H. Löwy (vergl. das vorhergehende Ref.) mitgeteilten Versuche, elektrische Wellen unter anderem zur Durchforschung des Erdinnern nach Lagerstätten nutzbarer Mineralien zu verwenden, teilt Verf. die Übersetzung eines Aufsatzes von ihm vom 24. August 1904 in der schwedischen Zeitschrift „Teknikern“ mit. Schon am 21. Februar 1901 hatte TRÜSTEDT in einem an R. BECK in Freiberg gesandten Manuskripte den Gedanken der „Reflexionsmethode“ ausgesprochen. Wie aus einem Vergleich des Aufsatzes mit den Arbeiten von LÖWY und LEIMBACH zu ersehen ist, suchen diese Forscher auf etwas anderem Wege als TRÜSTEDT zum Ziele zu gelangen. Löwy und LEIMBACH verwenden schräg gegen die Erdoberfläche gestellte, als gerichtetes System wirkende Antennen, von denen elektrische Wellen ausgehen, während es sich bei TRÜSTEDT's „reflektorischer Methode“ um elektrische Strahlen handelt.

[Vergl. J. KOENIGSBERGER, Zeitschr. f. prakt. Geol. **20**. 1912. 207.]

A. Sachs.

Silbererze.

Chas. H. Clapp and W. G. Ball: The Lead-Silver Deposits of Newburyport, Mass., and their Accompanying Contact Zones. (Econ. Geol. **4**. 239—250. 1909.)

Verf. beschreibt einige kleine, zurzeit unabbauwürdige Blei-Silberlagerstätten der Umgegend von Newburyport, im äußersten Nordosten des Staates Massachusetts. Die Erze der Lagerstätte sind: Bleiglanz, Tetraedrit, Zinkblende, Kupferkies, Pyrit, Arsenkies. Gangmineral ist vor allem Quarz, dann Siderit und Ankerit, ferner Limonit, Calcit, Serpentin, Agalmatolith, Sericit, Kaolin.

Das Erz tritt in Gängen auf und entstammt Eruptivgesteinen (Granit, Diorit). Ältere Kalksteine führen am Kontakte mit diesen Eruptivgesteinen die bekannten Kontaktmineralien.

O. Stutzer.

Eisenerze.

E. Haarmann: Die Eisenerze des Fügels bei Osnabrück. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **17**. 1909. 343—352).

Es werden behandelt: 1. Geologie des Függelgebietes. 2. Das Erzlager und seine Entstehung. 3. Gewinnung, Förderung und Verhüttung der Erze. 4. Wirtschaftliches. Bezüglich der Entstehung der Erze glaubt Verf. an eine metasomatische Umwandlung des Zechsteinkalkes. Eine Zuführung des Eisens von oben erscheint ausgeschlossen, es ist anzunehmen, daß es aus der Teufe stammt.

A. Sachs.

F. v. Kerner: Zur Kenntnis der dalmatinischen Eisenerzlager. (Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. 1910. 335—336.)

Verf. führt einen negativen Beweis für die epigenetische Entstehung der Brauneisenerze von Kotlenice (Nordfuß des Mosor, Dalmatien), indem er die Unmöglichkeit der Erklärung als sedimentogenes Lager (ob auf verkarstem Terrain der Oberfläche oder unterseeisch gebildet) oder durch Oxydierung eines metasomatischen Sideritlagers nachzuweisen versucht.

C. Hlawatsch.

K. A. Redlich: Zwei Limonitlagerstätten als Glieder der Sideritreihe in den Ostalpen. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 18. 1910. 258—260.)

Nach einer Literaturzusammenstellung werden die Vorkommen von Brandberg bei Leoben und von Höllen bei Werfen beschrieben.

A. Sachs.

F. Katzer: Die Eisenerzlagerstätten Bosniens und der Herzegowina. (Ergänzter Sonderabdruck aus dem Berg- und Hüttenmänn. Jahrb. d. k. k. montanist. Hochschulen zu Leoben und Příbram. 58 und 59. 1 Übersichtskarte. 52 Abbild. im Text. Wien 1910.)

Diese Monographie der Eisenerzvorkommen Bosniens und der Herzegowina wurde als textlich unbedeutend ergänzter, aber mit einem eingehenden Register ausgestatteter Sonderabdruck aus dem genannten Jahrbuch, wo sie fortsetzungsweise erschien, schon im Sommer 1910 fertiggestellt und aus Anlaß der Verhandlung über die Eisenerzvorräte der Erde dem XI. internationalen Geologenkongreß in Stockholm von der bosnisch-herzegowinischen Landesregierung gewidmet.

In der Einleitung wird die historische Entwicklung der altberühmten, mit ihren Anfängen in prähistorische Zeiten zurückreichenden Eisenindustrie Bosniens dargelegt, die sich nur noch in spärlichen Resten bis auf den heutigen Tag erhalten hat, worüber nebst dem Text auch eine Anzahl von Abbildungen instruktiven Aufschluß geben.

Der Hauptinhalt des Buches (p. 19 bis 331) ist der Beschreibung der einzelnen Eisenerzvorkommen sowie speziellen lagerstättenkundlichen Erörterungen gewidmet. Es werden hier 32 Gruppen von Eisenerzlagerstätten besprochen, deren Verteilung über das Land die beigegebene Karte veranschaulicht. Es erhellt daraus, daß die meisten Eisenerzvorkommen in Nordwest und Mittelbosnien vorhanden sind, einige wenige in Südostbosnien und in der Herzegowina, gar keine in Nordost- und in Westbosnien. Etliche von den Gruppen sind sehr ausgedehnt. So umfaßt die Gruppe der Eisenerzlagerstätten von Bos.-Novi (an der nordwestlichen Landesgrenze) 3, die Gruppe des Japragebietes 6, die Gruppe von Ljubia (bei Prijedor) 5, die Gruppe von Stara Rjeka und Stari Majdan 16, die Gruppe im Osten von Sanskimost 12, die Gruppe von Vareš (in Mittelbosnien, NNW. von Sarajevo) 7 verschiedene Eisenerzvorkommen. Die

Einzelbeschreibungen schildern die geologischen und lagerstättenkundlichen Verhältnisse zumeist unter Beigabe von Kärtchen, Profilen und Abbildungen und unter Anführung zahlreicher Erzanalysen. Lagerstättenkundlich wäre der Nachweis der metasomatischen Entstehung von über Wurzelgängen sich ausbreitenden lagerartigen Sideritmassen aus Kalkstein über oder unter undurchlässigen Schichten hervorzuheben.

Der Schluß des Buches bringt eine zusammenfassende Inventur und bergwirtschaftliche Bewertung der Eisenerze Bosniens und der Herzegowina. Die aufgeschlossenen, bezw. auf sicherer Grundlage abschätzbaren Eisenerzmengen dieser Länder betragen in runden Ziffern:

Magneteisenerz	300 000	Metertonnen
Roteisensteine (hämatit. und turjitische Erze)	3 000 000	„
Brauneisensteine	15 000 000	„
Spateisensteine	4 000 000	„

Die noch unaufgeschlossenen Erzmengen dürften bei den Magnetiteisensteinen wahrscheinlich, bei den Spateisensteinen sicher ein Vielfaches der erschlossenen Quantitäten ausmachen, wozu allenfalls noch eine gewisse Menge Rot- und Brauneisensteine hinzukommen wird, so daß die in Bosnien zur Verfügung stehende Gesamtmenge von verhüttungsfähigen Eisenerzen auf rund 40 Millionen Tonnen geschätzt werden darf.

Worauf ich hier noch besonders hinweisen möchte, ist, daß ich bei Abfassung des Buches die Gelegenheit ergriffen habe, in den einzelnen Abschnitten jeweils in kurzen Zügen den gegenwärtigen Stand unseres Wissens vom geologischen Aufbau der betreffenden Gegenden zu fixieren. Dadurch erscheinen viele irrige Annahmen der älteren Literatur richtiggestellt und manche wichtige Frage, wie beispielsweise jene der einmaligen ausgedehnten Vereisung Bosniens, wird in ein helleres Licht gerückt, so daß das Buch bezüglich der Gebiete, wo sich Eisenerzlagerstätten befinden, auch in rein geologischen Fragen wird vielfach Aufschluß bieten können.

Katzer.

J. H. L. Vogt: Über die Rödsandtitaneisenerzlagertstätten in Norwegen. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 18. 1910. 59—67.)

Es wird zunächst die Bildung des Korundes, der mit diesem Vorkommen verknüpft ist, besprochen. Sodann folgt eine Betrachtung über den sogen. „Titanomagnetit“ als eine mechanische Mischung von Magnetit und Ilmenit. Endlich wird hervorgehoben, daß das Titaneisenerzvorkommen von Rödsand durch 2 Spaltungsprozesse entstand: 1. Abtrennung gabbroidaler Teilmagmen aus einem granitischen Stammagma. 2. Abtrennung von Titaneisenerzmagmen innerhalb der gabroidalen Teilmagmen, während die titanfreien Eisenerze vom Typus Gellivare-Südvaranger durch direkte Spaltung aus sauren Eruptivmagmen sich bildeten.

A. Sachs.

Müller-Herrings: Magneteisenerz in Süd-Sumatra. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 17. 1909. 498—499.)

Nordöstlich von Telok Betong treten Eisenerze auf. Das Erz ist ein LiO^2 haltiger typischer Magneteisenstein von körnigem Habitus. Der Eisengehalt schwankt von 35—71%, im Durchschnitt beträgt er 65%. Nördlich von diesem Vorkommen liegt ein zweites bei Saba Balan. Ein Export der Erze nach Europa scheint wegen der hohen Frachtraten nicht möglich zu sein, hingegen kämen China und Japan in Betracht. [Vergl. ELBERT: Magnet- und Roteisenerzvorkommen in Süd-Sumatra, Zeitschr. f. prakt. Geol. 17. 1909. 509—513.]

A. Sachs.

J. T. Singewald jr.: The Iron Ores of Maryland. (Econ. Geol. 1909. 4. 530—543.)

Die heute unbedeutende Eisenindustrie von Maryland stand früher in großer Blüte. Als Eisenerz förderte man früher Limonit, Siderit, Hämatit und Magnetit. Das wichtigste dieser Erze ist der Limonit, der sich aus eisenhaltigen Lösungen metasomatisch in verschiedenen Kalksteinen oder als Residuum bei der Verwitterung eisenhaltiger Gesteine gebildet hat. Siderit findet sich in der Form von Toneisenstein oder Blackband. Der Hämatit ist als Clintonerz entwickelt. Die Magnetite finden sich in Schiefen der Loudonformation und in Serpentinien.

O. Stutzer.

Manganerze.

M. Priehäusser: Die Manganlagerstätte von St. Marcel in Piemont. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 17. 1909. 396—399.)

Verf. gibt eine Beschreibung der Lagerstätte, deren Betrieb schon lange ruht, und die vorwiegend mineralogisches Interesse bietet. Bezüglich ihrer Entstehung hält er sie für epigenetisch. Quarz- und Mangan-silikate sind durch juvenile Wasser gebracht worden, die Zersetzung erfolgte vielleicht durch vadosen Wasser.

A. Sachs.

Th. L. Watson: The Manganese Ore-Deposits of Georgia. (Econ. Geol. 4. 1909. 46—55.)

Verf. beschreibt die Manganerzlagerstätten des nördlichen Georgia. Als Manganerze finden sich nur Oxyde des Mangans, vor allem Pyrolusit und Psilomelan, dann auch Manganit und Braunit und viel Wad. Örtlich verknüpft mit den Manganerzen sind Eisenerze, vor allem Limonit. Die Übergänge zwischen diesen beiden Erzgruppen werden durch Analysenresultate deutlich gemacht. Eingelagert sind diese Erze in Tonen,

cc*

den Verwitterungsprodukten des „Weisner-Quarzits“, des „Beaver-Kalksteins“ und des „Knox-Dolomits“. Der ursprüngliche Mangangehalt dieser Gesteine und noch älterer kristalliner Gesteine wurde bei der Verwitterung konzentriert und schuf so die Lagerstätten.

O. Stutzer.

Kobalt- und Nickelerze.

M. Priehäusser: Die Nickelmagnetkieslagerstätten von Varallo-Sesia, Prov. Novara. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 17. 1909. 104—116.)

Verf. gibt eine genaue Beschreibung der dortigen Vorkommen. In genetischer Hinsicht entscheidet sich Verf. weder für die Theorie der magmatischen Ausscheidung, noch für die der sekundären Zuführung.

A. Sachs.

C. Schmidt und J. H. Verloop: Notiz über die Lagerstätte von Kobalt- und Nickelerzen bei Schladming in Steiermark. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 17. 1909. 271—275.)

Es wird eine genaue Beschreibung der geologischen Natur, sowie des Bergbaues der Lagerstätte gegeben. Bezüglich ihrer Charakterisierung ist in erster Linie zu betonen, daß die „Branden“, ihrer Natur nach schichtige Lagerstätten in altkristallinen Schiefern, zu identifizieren sind mit den „Fahlbändern“ von Kongsberg, Skutterud und Snarum in Norwegen. Nach der ausführlichen Darstellung von AIGNER sind die erzeichen Teile der Branden jeweilig an die Kreuzung von Brande mit saigeren Gängen gebunden.

A. Sachs.

Wolframerze.

v. Keyserling: Argentinische Wolframerzlagerstätten. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 17. 1909. 156—165.)

Die argentinischen Wolframerzlagerstätten liegen auf dem westlichen Abhang der Sierra de Cordoba und in der Sierra de San Luis. Es handelt sich um gangförmige Vorkommen, die an die Kontaktzone zwischen Granit und Gneis (archaischen Schiefern) geknüpft sind. „Der Granit ist der Vater des Wolframs.“ Das Gangmineral ist Quarz. Die Gänge sind nicht konstant in bezug auf Mineralführung. Sie zeigen starke Neigung zur Zertrümmerung. Es wird eine Beschreibung der geographischen und geologischen Verhältnisse, sodann eine solche der Erzlagerstätten in allgemeiner wie in spezieller Hinsicht gegeben.

A. Sachs.

Salzlagerstätten.

S. Arrhenius und **R. Lachmann**: Die physikalisch-chemischen Bedingungen bei der Bildung der Salzlagerstätten und ihre Anwendung auf geologische Probleme. (Geol. Rundsch. 1912. 3. 139—157.)

Die Verf. stellen sich die Bildung der deutschen Zechsteinsalze aus einem in behinderter Kommunikation mit dem Ozean stehenden Meeresteil (anschließend an die OCHSENIUS'sche Barrentheorie) vor und nehmen aus geologisch-paläontologischen Gründen eine Bildungstemperatur von ca. 10° an. Für diese konstruieren sie aus den VAN'T HOFF'schen Daten folgendes ursprüngliche Profil:

Region	Zusammensetzung in quantitativer Anordnung
Bischoffitregion	Bischoffit, Reichardt, Steinsalz, Carnallit.
Carnallitregion	Carnallit, Reichardt, Steinsalz, Kainit.
Kainitregion	Kainit, Reichardt, Steinsalz.
Reichardtregion	Steinsalz, Reichardt, Kainit.
Polyhalitregion	Steinsalz, Polyhalit.
Gipsregion	Steinsalz, Gips.
Basaler Gips	Gips.

Die heute zu beobachtenden Profile erklären sie dadurch, daß die Komponenten der ursprünglichen Salzfolge bei der zunehmenden Überlagerung durch die Schichten der Trias nicht mehr im Gleichgewicht waren und sich unter dem Einfluß der Erdwärme zu neuen Mineralien umbildeten. Die hiermit verbundenen Volumänderungen führten zu den so vielfach auftretenden [meist als tektonisch angesprochenen. Ref.] Deformationen der Salzlager. Hiernach wäre z. B. das eigentümliche „konglomeratische“ Carnallitgestein durch Umbildung unter vollkommener Verflüssigung aus Kainit entstanden, wofür eine ca. 1750 m mächtige Deckschicht (Erdwärme ca. 72°) nötig ist. Nach der Abtragung können die ursprünglichen Verhältnisse nur in den Hubzonen wiederhergestellt werden, weil nur dort die dazu nötigen Lösungen zur Verfügung stehen.

Die z. T. auf tektonischen Linien reihenweise angeordneten Salzstöcke („Eckzeme“) werden von den Verf. als Ausdruck der Isostasie in der Erdrinde aufgefaßt.

Bewegungen innerhalb der Salzmasse selbst werden nach ihrer Meinung besonders durch die „Rekristallisationsplastizität“ der Salzminerale unter Berührung mit Lösungen ermöglicht.

M. Naumann.

S. Arrhenius: Über die physikalischen Bedingungen bei den Salzablagerungen zur Zeit ihrer Bildung und Entwicklung. (Kali. 1912. 15. 361—365.)

Verf. behandelt hauptsächlich das Problem der Salzstöcke und die Temperaturfrage vom physikalischen Standpunkt aus und lehnt sich dabei

eng an LACHMANN's Ansichten und Beobachtungen an. Die Salzstöcke, für die er als typisches Beispiel Lick Hill in Louisiana (Nordamerika) angibt, hält er lediglich für eine Folge der Isostasie und vergleicht sie mit zylindrischen Eisscheiben, die im Meerwasser schwimmen. Wegen der wechselnden Mächtigkeit der Deckschicht ist der Auftrieb an den einzelnen Stellen des aufsteigenden Salzkörpers verschieden groß und daher ist die Oberfläche des Salzes ein Spiegelbild der Erdoberfläche. Für die Frage der Bildungstemperatur sind nach Meinung des Verf.'s die Beobachtungen an kleinen ungarischen Salzseen (Temperaturmaxima unter der Oberfläche bis 72°) völlig belanglos; mit LACHMANN nimmt er aus geologisch-faunistischen Gründen eine Bildungstemperatur von ca. 10° an und erklärt unsere heutigen Salzlager durch Umbildungen aus den bei 10° gebildeten unter dem Einfluß der Erdwärme. Gleichzeitig findet er dadurch eine Deutung der oft recht auffälligen „Verkrampfungen“ in den Salzlagern durch die mit den Umbildungsprozessen verknüpften starken Volumänderungen. Die betroffenen Schichten wurden bei der Umwandlungstemperatur zu einem Kristallbrei infolge des abgegebenen Kristallwassers, die hangenden Partien konnten z. T. darin einsinken. Nicht aufgelöste Schichten wurden entweder zerstückelt („Konglomeratearnallit“) oder in verschlungene Falten gebracht.

M. Naumann.

R. Lachmann: Studien über den Bau von Salzmassen. Dritte Folge. Physikalische Kräfte im Salz. (Kali. 1912. 14—17.)

Die Aufsätze des Verf.'s sind Fortsetzungen seiner früheren Publikationen über denselben Gegenstand und sollen besonders für die „Ekzemtheorie“ die angekündigte physikalische Begründung geben.

Er bespricht zunächst eingehend die Literatur über Plastizität der Minerale und zieht besonders die Experimente KÁRMÁN's heran, nach denen der für plastische Umformung nötige Überdruck sehr stark wächst und bald immense Beträge erreicht, wenn der allseitige Druck zunimmt. Andererseits ist für wirklich plastische Umformung unter Ausbildung von Zwillingslamellen ohne Kataklase aber auch ein allseitiger Mindestdruck erforderlich, so daß mechanische Plastizität überhaupt nur in einer bestimmten Tiefenzone möglich ist, die Verf. für Steinsalz bei ca. 5 km annimmt. Oberhalb derselben hält er es für äußerst spröde. Daher spricht er unter Hinweis auf die Erfahrungen an kristallinen Schiefen plastischen Umformungen an Salzmassen größere Bedeutung ab und erklärt die auffälligen Deformationen nur als Reaktion auf Druck durch Lösungsumsatz unter dem Einfluß der Bergfeuchtigkeit („Rekristallisation“). Hierbei schwindet ein Kristall unter Berührung mit seiner gesättigten Lösung an der Stelle des größeren und wächst an der Stelle des geringeren Drucks. Den auftretenden Druck selbst leitet er ganz unabhängig von tektonischen Einflüssen aus Volumänderungen bei Umbildung der Salzlager aus der primären Salzfolge ab, die nach Meinung des Verf.'s bei 10° gebildet ist [vergl. die mit S. ARRHENIUS gemeinsamen Publikationen des Verf.'s, Referat dies. Zeitschr. Ref.]. Diese Theorien werden besonders auf den „Gemeengearnallit“ (vom Verf. vorgeschlagener neuer Ausdruck für die

brecciösen bzw. „konglomeratischen“ Carnallitgesteine) angewandt und [z. T. sehr berechnete! Ref.] Einwände gegen dessen Auffassung als „Konglomerat“ erhoben.

Sodann beschäftigt sich Verf. auf Grund der ARRHENIUS'schen Vorstellung (vergl. obiges Referat) als Äußerung der Isostasie in der Erdrinde eingehend mit dem Salzauftrieb und bringt ihn in Parallele zu der Gletscherbewegung, wobei sich „Rekristallisation“ des Salzes und Regelation des Eises entsprechen. Die „Ekzeme“ sind immer an Schwächezonen der Deckschicht gebunden, die entweder durch Tektonik oder Erosion verursacht sind.

M. Naumann.

Boeke, H. E.: Salzlagerstätten. (Handwörterb. d. Naturw. 8. 541—558. Jena 1913.)

Schreiber, H.: Beitrag zur Kenntnis des Syngenits. (Diss. Leipzig 1913. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXXVII. 248—283. 15 Fig. 1913.)

Phosphate.

O. Stutzer: Über Phosphatlagerstätten. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 19. 1911. 73—83.)

Es werden behandelt: die Phosphatproduktion, die Gestalt der Phosphatlagerstätten, sekundäre Teufenunterschiede, das Nebengestein, der Phosphorsäuregehalt, die Bewertung der Phosphate, die Phosphatstrukturen, die Einteilung der Phosphatlagerstätten, die Entstehung derselben, wobei solche organischer und solche anorganischer Entstehung zu unterscheiden sind. Die wichtigsten Phosphatlagerstätten sind alle organischer Entstehung und bei ihrer Bildung spielten Umsetzungen und Konzentrationsprozesse eine wichtige Rolle.

A. Sachs.

Kohlen. Erdöl.

H. Potonié: Die rezenten Kaustobiolithe und ihre Lagerstätten.

I. Die Sapropelite. (Abh. k. preuß. geol. Landesanst. N. F. 55. Berlin 1908. 251 p.)

II. Die Humusbildungen (1. Teil). (Ebenda. 55. II. 1911. 326 p.)

III. Die Humusbildungen (2. Teil) und die Liptobiolithe. (Ebenda. 55. III. 1912. 322 p. 4 Taf.)

In diesen drei Bänden gibt Verf. eine ausführliche Materialsammlung zu seinem System der Kaustobiolithe, welches diesen Teil der Gesteinslehre so wesentlich gefördert hat. Zwar sind hier in der Hauptsache nur die rezenten Kaustobiolithe behandelt, die jetzt eines der gründlichst durchgearbeiteten Kapitel einer Lithogenese der Gegenwart bilden, aber eigentlich leitend sind bei der Klassifikation die fossilen Kaustobiolithe, welche sich dem Geologen

gleichmäßig als Schichten darstellen. Deren Urmaterialien und Eigenschaften geben Anlaß zu der von POTONÉ vorgenommenen Dreiteilung in Sapropelite, Humusbildungen und Liptobiolithe. Das organische Material der fossilen Sapropelite rührt in der Hauptsache von Wasserorganismen her, ist leicht entzündlich und gibt bei der Destillation Gase, Öle und Teere, welche relativ reich an Grenzkohlenwasserstoffen sind. Das organische Material der Humusbildungen und der Liptobiolithe rührt dagegen von Landpflanzen her. Unterschieden sind diese beiden Gruppen durch ihre abweichenden chemischen Eigenschaften: die Humusbildungen sind relativ schwer entzündlich und geben bei der Destillation überwiegend Gase und Teere, welche relativ reich an aromatischen Kohlenwasserstoffen sind, wohingegen die Liptobiolithe wieder leicht entzündlich sind und bei der Destillation an Paraffinen reiche Materialien liefern.

An sich würde man die rezenten Kaustobiolithe ihrer Entstehung nach nicht in dieser Weise gruppieren können. Die Sapropelite sind Schlamm-bildungen am Boden von Wasserbecken, entsprechen also den Tonen, Kalken, vielen Sanden. Das gleiche gilt für manche Liptobiolithe (z. B. Fimmenit), welche ebenso wie die Sapropelite keine Beziehungen zur Verwitterung haben. Sie sind dieser durch die Wasserbedeckung entrückt. Dagegen sind die meisten Humusbildungen (z. B. Torfe, Rohhumus, Schwarzerde) ebenso wie ein Teil der Liptobiolithe (z. B. Wetzikonstäbe, Kopal, Denhardt) der durch die Verwitterung umgewandelte Rest von Landpflanzen. Sie sind nicht Ablagerungen, auch nicht Gesteine, sondern Bodenarten (= Verwitterungsrinden) und entsprechen etwa den Roterden, dem Laterit usw. Diese Überlegung zeigt, ein wie außerordentlich weites Gebiet bei der Bearbeitung der rezenten Kaustobiolithe umfaßt werden mußte. Man findet aber wohl kaum ein hierhergehöriges Thema, gleichviel aus welcher Wissenschaft, das nicht in knapper Form besprochen wäre.

Den speziellen Erörterungen über die einzelnen Gruppen ist eine Anzahl von allgemeinen Überlegungen vorangeschickt. Zunächst eine solche über die Zersetzungsprozesse. „Änderungen in der Zusammensetzung von Gesteinen bezeichnet man als ihre Verwitterung; die physikalische Verwitterung heißt Zerfall, die chemische Verwitterung heißt Zersetzung,“ so wird nach RAMANN definiert. Diese Definitionen RAMANN's scheinen mir nicht einwandfrei. Nicht jede Änderung der Gesteinszusammensetzung kann man als Verwitterung bezeichnen, sondern naturgemäß nur die unter dem Einflusse der Witterung, der Atmosphärien erfolgende. Dann sind aber „Zerfall“ und „Zersetzung“ die weiteren Begriffe und es muß heißen z. B. die chemische Verwitterung ist eine Art der Zersetzung. Es ist schade, daß Verf. diese Definition, über deren Mängel er sicherlich nicht im unklaren war, übernommen hat. Von den Zersetzungsprozessen werden die der pflanzlichen und tierischen Stoffe als Verwesung, Vermoderung, Vertorfung und Fäulnis unterschieden. Die Verwesung findet statt bei Gegenwart von reichlichem Sauerstoff und Wasser. Hierbei werden die organischen Stoffe verflüchtigt ohne Hinterlassung fester Kohlenstoffverbindungen. Die Vermoderung ist eine unvollständige Verwesung. Es bleiben an Kohlenstoff angereicherte Humusstoffe, allerdings in geringfügiger

Menge, zurück. Die Vertorfung ist das Zwischenglied zwischen der Vermoderung und der Fäulnis. Zunächst findet Vermoderung, dann Fäulnis statt. Doch geht die Anreicherung an Kohlenstoff nicht so schnell wie bei der Vermoderung vor sich. Als Fäulnis wird die Zersetzung in Gegenwart von Wasser bei vollständigem Sauerstoffmangel bezeichnet. Sie ist eine langsame Destillation, ein Reduktionsprozeß. Bei der Vermoderung und der Vertorfung entsteht Humus, bei der Fäulnis Sapropel.

In der allgemeinen Erörterung über Autochthonie wird eine aquatische von einer terrestrischen unterschieden. Allochthonie kann erfolgen durch a) Wehen, b) Drift (Stranddrift = Anschwemmung an das Land und Flözdrift = Ablagerung unter Wasser entweder als Nahdrift oder als Ferndrift; es kann 1. frisches oder 2. rezentes oder fossiles kaustobiolithisches Material gedriftet werden), c) Moorausbrüche und Rutschungen, d) Niederschlagen aus Lösungen, e) chemische Umbildung von festem (Sapropel) in flüssiges (Petroleum) oder wieder festes (Ozokerit) Material.

Die Sapropelgesteine werden in die (häufigen) Sapropelite und die (seltenen) Sapropsammite eingeteilt. „Lagerstätten von Sapropelgesteinen sind vor allem stagnierende bis halbstagnierende Wässer. Sind sie mit Sapropel oder Sapropel enthaltenden Sedimenten vollständig erfüllt, so haben wir sehr gefährliche Sümpfe.“ Da Sapropel in der Hauptsache aus den im Wasser lebenden Organismen, besonders Planktonten gebildet wird, so spielen in ihrem Material die Fette und Proteine eine Hauptrolle.

Humusbildungen finden statt: auf dem Boden (und zwar nassem und trockenem) oder in dem Boden. Diese Bildungsstätten können zu Humuslagerstätten führen, deren wichtigste die Moore sind. Unter diesen unterscheidet Verf. Flach-, Zwischen- und Hochmoore. Flachmoore entwickeln sich, wo tellurisches (für die Pflanzen nährstoffreiches), ruhiges oder wenig bewegtes Wasser vorhanden ist, also hauptsächlich in Vertiefungen des Geländes. Wenn unter den Nährstoffen Kalk oder Eisen überwiegen, sind Kalk- bzw. Eisenmoore zu unterscheiden. Nach dem Bestande sind Flachmoorwiesen den Flachmoorwäldern gegenüberzustellen. Flachmoorsümpfe sind Anfangsstadien der Flachmoorbildungen, vielfach Übergänge von den Sapropelsümpfen. Zwischenmoore tragen Pflanzengemeinschaften, welche teils dem Flachmoor angehören, teils für das Zwischenmoor charakteristisch sind. Zu ersteren gehören alle Pflanzen, welche nährstoffreiches Wasser lieben oder vertragen und sich an den Sauerstoffmangel des stagnierenden Wassers anpassen können. Zwischenmoorpflanzen sind z. B. *Ledum palustre*, *Andromeda calyculata*, *Myrica gale*. Das Zwischenmoor ist infolge der durch die Flachmoortorfbildung erfolgten Bodenanhöhung trockener und nahrungsschwächer als das Flachmoor. Hochmoore entwickeln sich, wo atmosphärisches (für die Pflanzen nährstoffarmes) Wasser oder hinreichende Luftfeuchtigkeit vorhanden ist. Sie finden sich auf ausgelaugten Böden, auf den Höhen, aber auch in Niederungen, sofern das Bodenwasser nährstoffarm ist. Das Zentrum großer Hochmoorflächen liegt höher als der Rand (uhrglasförmige Wölbung). Unter den Pflanzen ist die wichtigste das Torfmoos (*Sphagnum*). Dieses überwiegt in den Küsten- oder Seeklimahochmooren, während es in den Binnen- oder Landklimahoch-

mooren für das Auge gegenüber Sträuchern (besonders Ericaceen) und Krüppelbäumen zurücktritt, auch selbst durch *Polytrichum* ersetzt wird. Neben den Mooren als Hauptlagerstätten sind als untergeordnet die Moder-, Trockentorf-, Schwarzerdebildungen etc. zu erwähnen. Allen gemeinsam ist das wesentlich aus Landpflanzenresten, d. h. überwiegend Kohlehydraten bestehende Material.

Die Liptobiolithe sind aus dem schwer verweslichen Harz-, Wachsharz- und Wachsmaterial der Landpflanzen entstanden, einerseits in mehr vereinzelt Stücken (z. B. Kopal) oder in Mooren nach Verwesung der Kohlehydrate und Proteine oder in stagnierenden Gewässern sapropelartig, aber aus Pollen angehäuft.

Im ersten Bande, der speziell auf 180 Seiten die Sapropelbildungen behandelt, werden neben reinen Sapropelen solche mit reichen Zutaten an Calciumcarbonat, Siliciumdioxid und Eisen- (bezw. Mangan-) Verbindungen besprochen.

Der zweite Band und der größte Teil des dritten Bandes sind den Humusbildungen gewidmet. Band II enthält die Untersuchungen über die natürlichen Humuslösungen und Niederschläge, die Humuserden, Moder, Torf, Flach- und Zwischenmoore; Band III solche über die Hochmoore, Hang- und Quellmoore, arktische Moore, Tropenmoore etc., die allochthonen Humusbildungen und (auf 12 Seiten) die Liptobiolithe.

Unter den Hang- und Quellmooren, die sich an Hängen (besonders im Gebirge) mit Quellwasser bilden, kommen die drei Hauptmoorformen, aber auch Gemische von ihnen vor. Als arktische Moore werden hauptsächlich die Tundren besprochen. Von Tropenmooren werden außer dem durch HOORDERS bekannt gewordenen sunda-indischen noch neu entdeckte ostafrikanische genannt.

Stremme.

H. Stuchlik: Die Peißenberger Tiefbohrungen im oberbayrischen Kohlenrevier. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **19**. 1911. 225—233.)

Der Aufsatz polemisiert gegen die Schrift von Dr. W. KOEHNE: „Über die neueren Aufschlüsse im Peißenberger Kohlenrevier“ (22. Jahrg. der Geognost. Jahresh. München 1909. 303—312).

A. Sachs.

F. Schreiber: Die Kohlenfelder der Gondwana-Formation in Britisch-Indien. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **19**. 1911. 169—203.)

In der Einleitung wird die Bedeutung der Kohlenvorkommen in Indien sowie die Literatur über diejenigen der Gondwana-Formation besprochen. Es folgt eine Literaturzusammenstellung. Teil I behandelt die untere Abteilung der indischen Gondwana-Formation in ihrer terrestren Fazies, Teil II die Kohlenfelder der Gondwana-Formation (Allgemeines, Statistisches und Bergbauliches). Schluß: Die Kohlenflöze außerhalb der Gondwana-Formation in Indien.

A. Sachs.

C. M. Dozy: Pliocäne Braunkohle im Distrikt Baiau, Rumänien. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **19**. 1911. 203—208.)

Verf. gibt eine Übersicht über das genannte Vorkommen. Der Braunkohlenbergbau ist von sehr jungem Datum und erst vor kurzer Zeit hat man angefangen, ihm einige Aufmerksamkeit zu widmen. Das hier beschriebene Becken im Trotustale soll nicht das einzige sein, auch südlicher sollen einige vorkommen, wo Braunkohle gefunden wurde. **A. Sachs.**

G. Schmidt: Abriß der Petroleumgeologie Rumäniens. 34 p. 1 geol. Karte. Berlin 1911.

Verf. gibt eine gemeinverständliche Darstellung der Petroleumgeologie Rumäniens, insbesondere der an der Erdöllinie Gura—Draganesi—Campina—Bustenari und ihrer Fortsetzung nach Osten, und betont die Notwendigkeit der Zusammenarbeit von Petroleumunternehmer und Geologen. **G. Rack.**

Doss, B.: Über die Herkunft des Naturgases auf der Insel Kokskär im Finnischen Meerbusen nebst Bemerkungen über die Entstehung der Insel. (Centralbl. f. Min. etc. 1913. 601—610.)

Bergius, F.: Die Anthrazitbildung. (Zeitschr. f. Elektrochem. 1913. **19**. 858—860.)

Thiel, G.: Über das Vorkommen von Kohlensäure in Kohlenflözen. (Centralbl. f. Min. etc. 1913. 683—685.)

Jahrbuch der deutschen Braunkohlen-, Steinkohlen- und Kali-Industrie 1913. **13**. Herausg. unter Mitwirkung d. Deutschen Braunkohlen-Industrie-Vereins. Bearb. v. B. BAAK. Halle (Saale) 1913.

Schwackhöfer, F.: Die Kohlen Österreich-Ungarns, Preußisch-Schlesiens und Russisch-Polens. 3. Aufl. Neu bearb. v. A. CLUSS u. J. SCHMIDT. 197 p. 10 Fig. Wien 1913.

Ahrens, Geinitz und Yake: Zur Statistik der mecklenburgischen Moore und Seen. (Mitt. Großh. mecklenburg. geol. Landesanst. Rostock 1913. 29 p.)

Stahl, R.: Aufbau, Entstehung und Geschichte mecklenburgischer Torfmoore. (Mitt. Großh. mecklenburg. geol. Landesanst. Rostock 1913. 50 p. 1 Taf.)

Albrecht, H.: Stratigraphie und Tektonik des Wealden am Bückeberg, Deister, Osterwald und Süntel, mit besonderer Berücksichtigung der Flözföhrung. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1913. **21**. 497—506. 3 Fig.)

Clapp, F. G.: Outline of the geology of natural gas in the United States. (Econ. Geol. 1913. **8**. 517—542.)

Hubbard, G. D.: Gas and oil wells near Oberlin, Ohio. (Econ. Geol. 1913. **8**. 681—690.)

Europa.

b) Rußland.

- Stalnor, G.: Carte géologique de la région aurifère d'Jénisséï. (Explor. géol. dans les rég. aurifères de la Sibérie. La feuille 7. 1912. 25 p. 1 Karte. La feuille 8. 1912. 34 p. 1 Karte. Russ. mit französ. Rés.)
- Maliavkin, S.: Région lignitifère du bassin de la Bouréïa et de la Zavitaïa. (Explor. géol. dans les régions aurifères de la Sibérie. Pétersbourg. 1912. 13. 41 p. 1 Taf. Russ. mit französ. Res.)
- Konstantow, S.: Compte rendu de l'exploration du gisement houillifère dans le rayon de la Bouréïa (Province de l'Amour). (Explor. géol. dans les régions aurifères de la Sibérie. Pétersbourg. 1912. 13. 45—83. 1 Karte.)
- Zvérev, V.: Explorations géologiques dans la partie nord-occidentale du partage des eaux de l'Amour et de la Zéïa. (Explor. géol. dans les régions aurifères de la Sibérie. Pétersbourg. 1912. 14. 1—30. 1 Karte.)
- Ahnert, E.: Recherches géologiques dans la région du cours moyen de la Zéïa entre ses affluents le dep et la selemdja. (Explor. géol. dans les régions aurifères de la Sibérie. Pétersbourg. 1912. 16. 192 p. 1 Karte. Russ. mit französ. Res.)
- Makerov, J.: Recherches géologiques dans les bassins des rivières Amazan, Tcherny et Biély Ourioïuns, et au cour supérieur des rivières Olekma, Tounghir et Nioukja. (Explor. géol. dans les régions aurifères de la Sibérie. Pétersbourg. 1912. 14. 30—100. 1 Karte. Russ. mit französ. Res.)
- Voznesensky, V.: Explorations géologiques effectuées en 1911 dans le district de Nertchinsk de la Transbaïkalie. (Explor. géol. dans les régions aurifères de la Sibérie. Pétersbourg. 1912. 14. 100—155. 1 Karte. Russ. mit französ. Res.)
- Khlaponin, A.: Description des itinéraires dans le bassin de la Sélemdja. (Explor. géol. dans les régions aurifères de la Sibérie. 1912. 15. 188 p. 2 Karten. Russ. mit französ. Res.)

c) Deutsches Reich.

- Erdmannsdörffer, O. H.: Über Eisenerze in der Umgebung von Elbingerode. (6. Jahresber. Niedersächs. geol. Ver. 1913. 60—69. 2 Fig.)
- Krusch, P.: Die Versorgung Deutschlands mit metallischen Rohstoffen (Erzen und Metallen). 260 p. 97 Fig. Leipzig 1913.
- Bücking, H.: Zur Kenntnis der Erzgänge im Lebertal unterhalb Markkirch. (Mitt. geol. Landesanst. v. Elsaß-Lothringen. 1913. 8. 153—199. 4 Karten.)
-

i) Schweiz. Alpen.

- Granigg, B.: Über die Erzführung der Ostalpen. (Mitt. geol. Ges. Wien. 1912. **5**. 345—368. 1 Karte.)
- Granigg, B. und J. J. Koritschoner: Die turmalinführende Kupferkies-Scheelitlagerstätte am Monte Mulatto bei Predazzo. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1913. **21**. 481—497. 14 Fig.)
-

l) Balkan-Halbinsel.

- Lazarevic, M.: Einige Bemerkungen zu „Die Kupfererz- und Limonitlagerstätten“ und „Die kupferhaltigen Schwefelkieslinsen“ von Majdan-Pek in Serbien. Von Dipl.-Bergingenieur B. A. WENDEBORN. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1913. **21**. 475—477.)
- Motas, C.: Die Tuffitzone der mittleren Dobrogea (Dobrukscha) und die Kieslagerstätte von Altan-Tepe, ein Beispiel der Epigenese. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1913. **21**. 437—466. 24 Fig.)
-

Afrika. Madagaskar.

- Dieckmann, W.: Eisenerzlagerstätten des Gebietes von Beni-Ifour im marokkanischen Rif. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1913. **21**. 477.)
- Guillemain, C.: Zur Geologie von Katanga. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. Monatsber. 1913. **65**. 304—328.)
- Stutzer, O.: Kupfererzlagerstätten Katangas. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1913. **21**. 478.)
-

Nord-Amerika. Mexiko.

- Kemp, J. F.: Artificial vein-formation in the Tomboy Mill, Tellurids, Colorado. (Econ. Geol. 1913. **8**. 543—550.)
- Shannon, Earl V.: Secondary enrichment in the Caledonia Mine, Coeur D'Alene District, Idaho. (Econ. Geol. 1913. **8**. 565—570.)
- Collins, W. H.: The geology of Gowganda Mining Division. (Canada, Dep. of Mines. Geol. Surv. Mem. No. 33. 1913. 121 p. 6 Taf. 5 Fig.)
- Economic Minerals and mining industries of Canada. (Canada, Dep. of mines. 1913. 77 p. 19 Taf.)
- Umpleby, J. B.: Geology and ore deposits of Lemhi County, Idaho. (U. S. Geol. Surv. Bull. **528**. 182 p. 23 Taf. 22 Fig.)
- Maddren, A. G.: The Koyukuk-Chandalar Region Alaska. (U. S. Geol. Surv. Bull. **532**. 1913. 119 p. 9 Taf.)
- Moffit, F. H.: Geology of the Nome and Grand Central Quadrangles, Alaska. (U. S. Geol. Surv. Bull. **533**. 1913. 140 p. 10 Taf. 13 Fig.)

- Eakin, H. M.: A Geologic reconnaissance of a part of the Rampart Quadrangle, Alaska. (U. S. Geol. Surv. Bull. **535**. 1913. 38 p. 8 Taf.)
- Butler, B. S.: Geology and ore deposits of the San Francisco and adjacent districts, Utah. (U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. **80**. 1913. 212 p. 40 Taf. Fig. 16.)

Zentral-Amerika. Süd-Amerika.

- Sutton, G. W.: La irrigacion del Valle de Ica. (Bol. Cuerpo de Ingenieros de Minos del Peru. 1913. **79**. 198 p. 12 Taf.)

Asien. Malaiischer Archipel.

- Besborodko, N.: Der Serpentinzug, seine Chromeisenerze und Nebengesteine im Maikoper Distrikt des Kubangebietes (Nordkaukasus). (Mitt. Inst. angew. Geol. Alexei'schen-Don'schen Polytechn. Nowotscherkassk. 1913. **2**. 429—564. 2 Taf. 3 Fig. Russ. mit deutsch. Res.)

Geologische Karten.

Geologische Spezialkarte von Preußen und den benachbarten Bundesstaaten. Lieferung 162 umfaßt die 5 Blätter Titz, Grevenbroich, Stommeln, Wevelinghoven und München-Gladbach. Sie gehören dem großen Senkungsgebiete des niederrheinischen Tieflandes an, dessen erste Anlage bis in oder noch über das Mesozoicum zurückzuverfolgen ist. Ihre Weiterentwicklung und heutige Gestaltung ist dagegen wesentlich ein Werk tertiärer, gebirgsbildender Vorgänge, die noch im Diluvium fortwirkten. Dementsprechend sind Jungtertiär und Diluvium in großer Mächtigkeit und Ausdehnung die oberflächenbildenden Formationen. Ein älteres System von NW.—SO.-Verwerfungen wird zwischen Ruhr und Rhein von einem jüngeren O.—W. gerichteten gekreuzt. Dies verleiht den drei südlichen Blättern unseres Gebietes den deutlichen Charakter einer Schollenlandschaft, der sich besonders in dem Nordende des Ville-Horstes ausspricht. Die zahlreichen Tiefbohrungen des letzten Jahrzehntes geben hier sehr erwünschte Aufschlüsse, die sich aber sehr ungleichartig über das Gebiet verteilen.

Carbon ist nur in einzelnen Tiefbohrungen getroffen. Es wird von dem Oligocän, das nur ganz vereinzelt zutage tritt (München-Gladbach) unmittelbar überlagert. Das Miocän ist infolge seiner Flözföhrung wichtig. Der nördlichste Tagebau des großen Braunkohlenindustriegbietes der Ville liegt auf Blatt Grevenbroich. In der Lieferung 162 sind übrigens zum ersten Male auch die verlienen Braunkohlen- und Steinkohlenfelder, die sich auf den drei südlichen Blättern finden, eingetragen.

Das Pliocän ist als Kieselloolithstufe in weiter Verbreitung vorhanden.

Das Diluvium zeigt als große Terrassenstufen: Die ältesten Schotter, die Hauptterrasse erstere überlagernd, die Mittelterrasse und Niederterrasse (wohl schon zum Altalluvium gehörend). In diese Folge grober Sedimente, die mit den einzelnen Glazialzeiten parallelisiert werden, reihen sich dann noch feinkörnige ein, die in dem untersten Horizont dem Tegelentone gleichgesetzt werden. Als entsprechende Bildung über der Hauptterrasse wird der ältere Löß, der „Beckenlöß der Hauptterrasse“ aufgefaßt. Es wiederholt sich als eine analoge Bildung auf der Mittelterrasse ein jüngerer Beckenlöß, mit dem eng verknüpft als Umlagerungsprodukt durch den Wind der eigentliche Löß (Decklöß) entstanden zu denken ist. Beide werden als jüngerer Löß zusammengefaßt. Jünger ist sodann noch der sogen. diluviale Schotterlehm, der aus dem Löß durch Umlagerung hervorgegangen ist und sich auf diesen auflegt. Seine Höhenlage und weite Verbreitung bietet der Erklärung seiner Entstehung noch Schwierigkeiten.

Geol. Landesanstalt.

Die 174. Lieferung der geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten (1 : 25 000) umfaßt mit den 5 Blättern: Ringelheim und Salzgitter von H. SCHRÖDER, Lutter a. Bge. und Goslar von A. BODE und H. SCHRÖDER und Vienenburg von H. SCHRÖDER, einen großen Teil des Kreises Goslar und Stücke des Herzogtums Braunschweig. Die Nordwestecke des Harzes zwischen Seesen und Goslar und vom Harzvorlande der nordwestliche Abschnitt der subherzynen Kreidemulde, der Salzgittersche Höhenzug, der Harlyberg und ein Teil der nordöstlich angrenzenden Fuhse—Warne—Wedde-Mulde entfallen auf das Gebiet dieser Kartenlieferung.

Der niederländisch (varistisch) gefaltete Harzanteil liegt nordwestlich des Spiriferen-Sandstein-Sattels, dessen Westflügel überkippt ist. Die große flächenhafte Ausdehnung der Wissenbacher Schiefer westlich Goslar ist auf die im großen hier weniger intensive Faltung zurückzuführen, wenn sich daneben auch die Annahme begründen läßt, daß auch ihre Mächtigkeit an sich eine größere ist als weiter östlich. Andererseits ist eine stark entwickelte Spezialfaltung überall zu beobachten, die durch den Aufbau dieses Gebirgstückes aus sehr verschiedenen festen Gesteinskörpern, den weichen Tonschiefern auf der einen Seite und den festen, widerstandsfähigen Diabasplatten auf der anderen Seite, wesentlich begünstigt wurde. Obwohl sich infolge des Mangels bezeichnender fossilführender oder petrographisch ausgezeichnete Horizonte ein genaues tektonisches Bild des Tonschieferkomplexes westlich Goslar nicht festlegen läßt, wird ein hypothetischer Erklärungsversuch einer Sattel- und Muldenbildung vermöge der Kalk- und Diabaseinlagerungen gemacht. Die beiden räumlich getrennten Diabasformen sind wahrscheinlich zeitlich verschieden. Die Diabasmandelsteine gehören vermutlich einem tieferen Horizont als die grobkörnigen Diabase an. Die Diabasmandelsteine werden als am Grunde des allmählich sich vertiefenden Mitteldevonmeeres ausgetretene dünnflüssige, gasreiche Lavamassen gedeutet. Diese Hauptform der Diabase

hat fein- bis mittelkörnige Struktur und wechselt in geringmächtigen Lagen mit Tonschiefermitteln; Mandelsteinausbildung ist fast überall, eine porphyrische Struktur sehr häufig zu beobachten; eine Kontaktwirkung auf das Nebengestein ist in den meisten Fällen mit bloßem Auge nicht wahrnehmbar. Die zweite Hauptform der Diabase von mittel- bis grobkörniger Struktur, ohne schieferige Zwischenschichten, mit seltener Mandelsteinausbildung, aber sehr intensiver Kontaktwirkung, drang infolge ihres geringeren Gasreichtums nicht bis an den Meeresboden, sondern breitete sich innerhalb der weichen Schlammsschichten horizontal aus und nahm dadurch die Form der Lagergänge an. Die Diabasbomben F. A. ROEMER's und RINNE's werden entweder als beim Faltungsprozeß abgequetschte Stücke einer Diabasdecke gedeutet oder als Teile eines Lavastromes, welche infolge des Auftriebs durch den hohen Gasgehalt von der wallenden Bewegung des Wassers emporgehoben wurden und in einiger Entfernung wieder niedersanken. Da die Tonschieferfazies bis ins Oberdevon, das sich nach NW. an die Wissenbacher Schiefer anschließt, gleichbleibt, ist die Unterscheidung der Wissenbacher Schiefer — es fehlt der Stringocephalenkalk — von den Tonschiefern des unteren Oberdevon (Büdesheimer Schiefer BEUSHAUSEN's), ebenso wie die Trennung — es fehlt der Adorfer Kalk — von den Cypridinschiefern sehr schwierig.

Im Culm werden Kieselschiefer mit einer Diabas-Einlagerung an der Basis, Posidonien-schiefer und Grauwacke unterschieden. Grauwackenkonglomerate lassen sich in einem vielfach verworfenen Zuge von wechselnder Breite vom Sandberge am südlichen Rande des Blattes Lutter a. Bge. bis zum Grimmberge am nördlichen Gebirgsrande verfolgen, so daß eine Dreigliederung:

Liegende, konglomeratfreie Grauwacke (Claustaler Grauwacke von Groddeck),

Grauwacke mit eingelagerten, z. T. sehr groben Konglomeraten (Grunder Grauwacke von Groddeck),

Hangende, konglomeratfreie Grauwacke,

durchführbar wäre. Neben Pflanzenresten enthält die Grauwacke Goniatiten der Gattung *Glyphioceras*, *Orthoceras* sp., einige Lamellibranchiaten und Gastropoden. Die ganze Reihe der Grauwackengesteine ist unbedenklich als culmisch anzusehen. Andeutungen eines obercarbonischen Alters, entsprechend dem Flözleeren Westfalens, haben sich bisher nirgends gezeigt. Als Ausfüllungsmasse eines SN. streichenden, vielfach verworfenen, ca. 6 m mächtigen Ganges erscheint auf der westlichen Seite des Innerstetales zwischen dem Sternplatz an der Straße von Lautenthal nach Seesen und der Ausmündung des großen Voßtales am nördlichen Gebirgsrande der Kersantit.

Querschlägig zum Schichtenstreichen des varistisch gefalteten Gebirges sind zumeist in herzynischer Richtung verlaufende, z. T. erzführende Verwerfungen in großer Zahl vorhanden; sie häufen sich in der Nähe des nördlichen Gebirgsrandes. Sie lassen sich z. T. in ihrer Längserstreckung aus dem Devongebiet östlich der Innerste in Gestalt einzelner Trümmer durch die breite Zone der Culmgrauwacke hindurch bis zum nordwestlichen Gebirgsrande verfolgen und haben hier den Zug der permischen Sandschichten verschoben. An diesen

Quersprüngen findet genau wie in den südlichen Teilen des Oberharzes ein stufenförmiges Absinken der langen, von ihnen begrenzten Gebirgsschollen gegen S. bzw. SW. statt.

Im Harznordrande dagegen ist am nördlichen Hang des Nordberges das dem Gebirgsrande zunächst liegende Stück des Mitteldevons mit den drei zerrissenen Diabasstöcken ins Liegende verworfen, so daß an diesen Störungen jedenfalls eine Überschiebung des Südflügels erfolgt sein dürfte. Diese Erscheinung sowie das abnorme Streichen des Culmkalkes südlich Riechenberg dürfte mit der anderwärts beobachteten und auch jedenfalls hier vorhandenen Überschiebung des Harzes auf sein Vorland zusammenhängen. Die Culmscholle bei Riechenberg sowie das kleine Vorkommen von Cypridinschiefer am Bahnhof Langelsheim lassen sich wohl nur als kleine, in der Randspalte steckende Gebirgsstücke auffassen, welche einer ehemals den Gesteinen des Nordrandes auflagernden Oberdevon- bzw. Culmdecke angehört haben.

Zwischen Neuekrug und Seesen bilden häufig ostnordöstlich streichende Störungen die Grenze zwischen den culmischen und permischen Randgesteinen und durchsetzen diese Schichten auch nicht selten auf längere Erstreckung; sie bilden die Fortsetzung der östlichen Begrenzung der grabenartigen Senke zwischen Seesen und Badenhausen.

Sonst kommt der Gegensatz zwischen Westseite und Nordostseite des Harzes, die zwischen Neuekrug und dem Kiefbusch aneinander grenzen, ausgedrückt auf dem Blatt Lutter a. Bge. zum Ausdruck. Im Westen eine nur wenig zerstückte, flachgeneigte Auflagerung des Mesozoicum auf dem Perm, das übergreifend dem Culm aufliegt. Im Nordosten, wo das Perm völlig fehlt, eine bis 1,3 km breite, z. T. überkippte und stark verruschelte Aufrichtungszone, deren Grenze nach dem Harz leider fast immer durch Alluvium oder Diluvium verdeckt wird. Sie bildet mit NW.—SO.- (herzynischem) Streichen hier die SW.-Begrenzung der subherzynen Kreidemulde, die sich westlich Langelsheim vom Harz loslöst und sich mit ihrem harzrandlichen Teil zu dem Lutterschen Sattel entwickelt. Dieser sitzt mit seinem aus Jura und Trias bis in den tiefsten Buntsandstein bestehenden Kern und seinem aus Gault bis oberes Turon bestehenden Mantel wie ein Horn mit nach Osten gebogener Spitze der Nordwestecke des Harzes auf. Es erscheint mit ihm in der Tektonik des Harzvorlandes ein neues Formenelement, da sein Generalstreichen — NO.—SW. — die niederländische Richtung ist, die ja für das varistische Gebirge die maßgebende war. An den Lutterschen Sattel schließt sich nordwestwärts die Bodensteiner Spezialmulde und dann der steil herzynisch streichende Heinberg-Höhenzug, der bei Baddeckenstedt eckengerundet ohne nachweisbaren Verwurf in den varistisch streichenden Elberrücken umbiegt, der wieder bei Gustedt mit gleicher Eckenrundung in den westlichen Kreidemantel des herzynisch streichenden Salzgitterschen Höhenzuges übergeht. Auch eine Reihe Beobachtungen innerhalb der Mulde — Jerstedter Plänervorsprung, Sudmerberg und Butterberg — weisen darauf hin, daß der im allgemeinen herzyn gefaltete nordwestliche Muldenabschnitt der subherzynen Kreidemulde in einem dazu senkrechten — varistischen — Sinne spezialgefaltet ist.

Der Salzgittersche Höhenzug ist ein sehr steil aufgerichteter „Sattel“ mit einem großen, streichenden Sprung in seiner Firste. Sein triadisch-jurassischer Kern zeigt eine Quergliederung in drei verschiedene, stark herausgehobene Teilstücke, während der cretacische Mantel diese Gliederung durchaus vermissen läßt; vielmehr geht das neocome Basalkonglomerat, das Gerölle von Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper, Lias und Dogger enthält, über die verschiedenartigsten Stufen von Trias und Jura hinweg.

Der Harlyberg ist ein steiler „Sattel“ mit breitem Nordflügel und sehr schmalen Südflügel. Ersterer besteht aus Zechstein, unterem, mittlerem, oberem Buntsandstein, sämtlichen Stufen des Muschelkalks, Neocom, Gault, Cenoman, Turon und Emscher; der Südflügel dagegen nur aus einem schmalen Streifen Nodosenschichten, etwas Neocom, Hilssandstein, Cenoman, Turon und Emscher. Zwischen beiden Flügeln ist eine große, streichende Störung, an der der Südflügel tief abgesunken ist.

In der Mulde östlich des Salzgitterschen Höhenzuges befindet sich das unter einer Decke von Diluvium und z. T. Tertiär erbohrte Zechsteinvorkommen von Flachstöckheim, steil herzynisch streichend und über Tage nur dadurch markiert, daß aus der Emscher Mulde ganz vereinzelt Cenoman und Turon herausragen; eine Bohrung hat Neocomkonglomerat über Zechsteingips ergeben.

Bereits im Anschluß an die Aussüßung des Jurameeres und an die Festlandbildung des Wealden müssen in Nordwestdeutschland bis in unser Gebiet hinein tektonische Bewegungen stattgefunden haben, da das darauf vordringende Neocommeer an vielen Stellen — im Harzvorlande und am Harzrande — die Schichtenköpfe sehr verschiedener Stufen des Jura und der Trias abradiert und zu Konglomeraten verarbeitet hat. Daß der Harz in einer der jetzigen Form annähernden Umgrenzung bereits damals ein besonders herausgehobenes Gebirgsstück gewesen wäre und daher bereits im Präcretacium eine besondere geomorphologische Bedeutung zu beanspruchen hätte, dafür sprechen die vorhandenen Tatsachen nicht. Ist doch gerade am Harzrande der sonst noch innerhalb des nördlichen Harzvorlandes nur im oberen Allertal vorhandene obere Jura erhalten. Die am höchsten herausgehobenen Gebirgsstücke lagen damals außerhalb des jetzigen Harzes: es treten an die Basis der unteren Kreide mittlerer Muschelkalk zwischen Koenneckenrode (Blatt Ringelheim) und Kreuzberg (Blatt Lutter a. Bge.), mittlerer Keuper im Westflügel nordwestlich Salzgitter, Buntsandstein östlich Heissum und Muschelkalk im Harlyberg. Diese Gebirgsschollen scheinen unter dem Einfluß varistischer Störungen zu stehen, während herzyne nicht beweisbar sind. Das erstgenannte Gebirgsstück mit seinen Ausläufern bis Ülber (Blatt Ringelheim) und Goslar wurde von dem Neocom nicht eingeebnet, da seine Sedimente hier größtenteils fehlen und erst der Hilssandstein die Transgression besorgt. Wie weit aber das Kreidemeer sich nach Süden ausgedehnt hat, ist nicht bekannt.

Mittlerer und oberer Gault, Cenoman, Turon und Emscher folgen auf den Hilssandstein in kontinuierlicher Schichtenfolge. Das Cenoman hat in dem nordwestlichen Abschnitt der subherzynen Kreidemulde keine Schichtenlücke an seiner Basis. Unser Gebiet gehörte daher den küstenferneren Teilen des

damaligen Weltmeeres an; dementsprechend können die Gesteine, namentlich das Turon, nur in einem gleichmäßig tiefen Meer abgelagert sein, das sich im jetzigen Bereich des Harzvorlandes und auch des Harzes ausdehnte. Alle etwa aus der Zeit des jüngsten Jura herstammenden und von der Unterkreide nicht zerstörten Unebenheiten des Meeresbodens und des Festlandes waren ausgeglichen und überflutet.

Der Emscher zeigt eine Verflachung dieses Meeres an und in seiner oberen Abteilung stellen sich die ersten sicheren Anzeichen einer wohl nur zeitweise wenig überfluteten Küste in der Gegend des nördlichen Harzrandes ein; dafür spricht die Schichtenlücke an der Basis des oberen Emscher und die z. T. grobkonglomeratische Natur seiner Ablagerungen zwischen Oker und dem Schimmerwald. Die Aufrichtung der Harzrandschichten war im oberen Emscher bereits im Gange und zur Zeit der Quadratenschichten wohl größtenteils vollendet. Hierfür finden sich namentlich weiter nach Osten zu vom Schimmerwald bis Thale die Belege. An der Stelle, wo jetzt der Harz liegt, befand sich damals wohl ein breiter Sattel von Mesozoicum mit schmalem, steilgestelltem Nordflügel, der zugleich die Küste bildete. Durch tiefeinschneidende Erosion oder auch schon flächenhafte Denudation war das Harzkerngebirge bereits sicher stellenweise bloßgelegt, da die Trümmergesteine des Ilsenburgmergels ecken- und kantengerundete Harzgesteine massenhaft enthalten. Die Dislokation des Harzvorlandes war wohl auch nahezu vollendet; es flutete hier ein flaches Meer, aus dem vielleicht einzelne Inseln herausgeragt haben mögen.

Daß jedoch auch noch posteretacische Bewegungen erfolgt sind, geht aus der schmalen Aufrichtungzone der Ilsenburgmergel bei Eckerkrug hervor und ist aus den stark gestörten tektonischen Verhältnissen des Tertiärs von Wienrode geschlossen worden, obwohl gerade dieser Punkt in seiner Beweiskraft sehr durch seine Lage innerhalb des Zechsteins beeinträchtigt wird, der durch Auslaugung von Gips und Steinsalz samt seiner Decke stets verbrochen ist.

Geol. Landesanstalt.

Die Lieferung VII der Karte der nutzbaren Lagerstätten Deutschlands, herausgegeben von der K. preuß. geol. Landesanstalt, ist soeben erschienen.

Im Gegensatz zu den früheren Lieferungen sind diesmal neben den Lagerstätten auch die Gebiete verliehenen Bergwerkseigentums dargestellt worden, so daß Schürfer sich über verliehenes und bergfreies Gebiet nach dem Stande vom Januar 1913 unterrichten können. Infolgedessen sind auch Bergwerksfelder von geringer oder keiner wirtschaftlichen Bedeutung eingetragen worden.

Abgesehen von dem Salzvorkommen in Hohensalza stellt die Lieferung VII hauptsächlich die zahlreichen Braunkohlenbohrungen im mittleren und südlichen Teil der Provinz Posen dar und auch die Fehlbohrungen, soweit sie bekannt geworden sind. Wie in den früheren Lieferungen wurde auch hier versucht, die einzelnen Lagerstätten zu natürlichen Wirtschaftsbezirken zusammenzufassen.

Die Lieferung VII schließt sich im Westen an die bereits erschienenen Lieferungen IV und V, im Süden z. T. an die gleichzeitig erscheinende Lieferung VI an.

Die Karten sind durch jede Buchhandlung und durch die Vertriebsstelle der K. preuß. geol. Landesanstalt, Berlin N. 4, Invalidenstraße 44, zu beziehen, und zwar die ganze Lieferung zu M. 10.—, jedes einzelne Blatt nebst Begleitwort und Farbenerklärung zu M. 2.—. **Geol. Landesanstalt.**

Topographische Geologie.

Mittelmeergebiet.

F. Sacco: La geotettonica dello Appennino meridionale. (Boll. d. Soc. geol. Italiana. **31.** 1912.)

Die Arbeit enthält eine kurzgefaßte übersichtliche Darstellung der tektonischen und morphologischen Verhältnisse des südlichen Apennin.

Verf. stellt den östlichen oder adriatischen Teil des südlichen Apennin und den westlichen oder tyrrhenischen als heterogene Elemente einander gegenüber. Der erstere besteht aus einem einfachen Faltengebirge, während in dem letzteren die Gebirgsbewegungen vorwiegend an Verwerfungen erfolgten. Zwischen diese beiden Hauptzonen schiebt sich im Süden eine Art Mittelzone ein, die gewissermaßen als ein Übergangsglied zwischen der östlichen und westlichen Region angesehen werden kann und aus einem Gemisch von Falten und Brüchen besteht.

Die Ursachen für den verschiedenartigen Aufbau der einzelnen Gebiete sieht Verf. lediglich in dem Gesteinscharakter der den südlichen Apennin zusammensetzenden Formationen. Der tyrrhenische Teil des Apennin besteht vorwiegend aus einer mächtigen Serie von festen Kalkschichten, die vorwiegend der Kreide und untergeordnet auch dem Jura und der Trias angehören. Die Gesteine verhielten sich der Gebirgsauffaltung gegenüber wie starre Massen, die nur in geringem Maße zu Falten emporgewölbt wurden, sondern vielmehr bei intensiverem Gebirgsdruck in einzelne Schollen zerbrachen, die sowohl in horizontaler (teils in der NW.-Hauptstreichrichtung des Apennins, teils senkrecht zu dieser) wie auch in vertikaler Richtung äußerst unregelmäßig gegeneinander verschoben wurden. Auf diese Weise entstand eine Landschaft, die vorwiegend durch mächtige, aus Kreidekalken zusammengesetzte Tafelberge und breite, steilwandige, durch jüngere tertiäre und quartäre Sedimente ausgefüllte Täler charakterisiert ist.

Der adriatische Teil des Apennin baut sich dagegen vorwiegend aus weichen Eocänschichten auf, die aus Sandsteinen bestehen, die mit Tonschiefern wechsellagern. Diese biegsamen Schichten neigten natürlich viel stärker zur Faltenbildung wie die starren Kalke im Westen und es entstand hier ein in parallelen NW.—SO. streichenden Ketten angeordnetes Faltengebirge, in dem

neben einfach gebauten Sätteln und Mulden auch überkippte und ausgequetschte Falten zur Ausbildung kamen. Auf die Weise entstand hier im Osten eine Landschaft, die durch parallel angeordnete Berge und Hügelreihen ihr bestimmtes Gepräge erhält.

In der intermediären Region schieben sich nun zwischen tyrrhenischen und adriatischen Apennin keilförmig triadische Ablagerungen ein, die aus kompakten Kalken und auch aus mächtigen, relativ biegsamen Schichten bestehen, so daß hier der Gebirgsdruck z. T. zur Bildung von Falten, z. T. auch zur Bildung von Brüchen führen konnte. Diese triadischen Ablagerungen bilden gleichsam das Gerippe des südlichen Apennin, welches von Kreide- und Eocänschichten mantelförmig umhüllt ist.

Eine speziellere Betrachtung widmet Verf. noch dem Aufbau des Golfes von Neapel, dessen Ränder besonders intensiv zerstückelt und gegeneinander verschoben wurden. Die drei Vulkanzentren des Golfes von Neapel, Rocca Monfina, Flegräische Felder und Vesuv werden in enge Beziehungen zu den Hauptbrüchen gebracht, und zwar liegen die Ausbruchzentren an der Kreuzungsstelle mehrerer Bruchsysteme, wo also die Zerrüttung der Schichten besonders intensiv gewesen war. In den eigentlichen Vulkangebieten lassen sich zwar die Brüche nicht nachweisen, da sie von Tuffen und Laven überdeckt sind, so daß die auf der Karte eingetragenen Brüche z. T. einen hypothetischen Charakter tragen.

Der letzte Teil der Arbeit enthält eine Schilderung der tektonisch-morphologischen Verhältnisse von Apulien. Das Vorgebirge Gargano stellt eine Kalkscholle dar, die an Brüchen aus ihrer Umgebung herausgehoben wurde (bezw. deren Umgebung absank). Vorwiegend besteht die Scholle aus Kreidesedimenten. Interessant ist jedoch das Vorkommen einer Triasscholle im Norden von Lesina, die in ihrer Ausbildung große Verwandtschaft mit der Dalmatiner Trias besitzt. Südlich vom Monte Gargano breitet sich eine weite Depression (Tavoliere—Pugliese) aus, die im Westen vom Apennin begrenzt wird.

Was die eigentliche Halbinsel Apulien anbetrifft, so haben sich hier die gebirgsbildenden Kräfte nur schwach bemerkbar gemacht. Sie führten zur Bildung von flachen Sätteln und Mulden sowie zu schwachen Heraushebungen. Vier oder fünf parallele Bruchlinien mit nur geringer Sprunghöhe durchstreichen die Halbinsel in NW.—SO.-Richtung. Teilweise wurden die Kreidekalke derartig verlagert, daß ihre Schichtköpfe gegen NO. gehoben wurden und die Schichten sich gegen SW. herunterneigten, so daß eine dachziegelartige Lagerung entstand.

K. Boden.

F. Sacco: La Puglia. (Bollettino della società geologica Italiana. 30. 1911.)

Die Provinz Apulien ist in morphologischer und tektonischer Hinsicht von dem nahegelegenen Apenningebiet, von welchem sie durch eine breite, mit kalkig-sandigen Pliocänablagerungen ausgefüllte Ebene getrennt ist, nicht unwesentlich verschieden. Im wesentlichen baut sich das Gebiet aus einem leicht gewellten Gerüst von cretacischen Ablagerungen auf, an dessen Rändern

sich isolierte Bänder und ausgedehnte Zonen von pliocänen und jüngeren Sedimenten abgesetzt haben. Eine morphologische Gliederung tritt nur sehr schwach in Erscheinung, da sich die kahlen Höhenzüge oder besser gesagt Hügelreihen nur wenige hundert Meter über den Meeresspiegel erheben.

Nach ihrer geographischen und geologischen Beschaffenheit kann man drei Abteilungen von Apulien unterscheiden:

I. Die Capitanata oder die Tiefebene von Apulien, welche die Provinz Foggia umfaßt. II. Die Provinz Bari, die aus einem höher gelegenen kahlen, wasserarmen, fast unbewohnbaren Gebiet besteht und einem weniger hohen Hügelland, das die Adria umsäumt und sich durch große Fruchtbarkeit auszeichnet. III. Die Provinz Lecce, welche das Gebiet von Otranto oder die Halbinsel Salentina umfaßt. Dieses Gebiet, welches von der Provinz Bari durch das völlige Fehlen höherer Erhebungen unterschieden ist, setzt sich aus einer Anzahl von wellenförmig angeordneten Kreidekalkzügen zusammen, zwischen denen sich Pliocänebenen ausbreiten.

Am Ende der Tertiärepoche wurde das Gebiet durch eine leichte Emporwölbung zwischen dem Apennin und der dalmatinisch-albanischen Küste aus dem Meere hervorgehoben. Lediglich an der Halbinsel Gargano machen sich stärkere Dislokationen bemerkbar.

Kreide: Die Kreideformation stellt einen einheitlichen mächtigen Schichtkomplex dar, der sich insbesondere aus Mangel an Fossilien nur wenig gliedern läßt. Indessen sind doch zwei große Abteilungen zu unterscheiden:

I. Untere Kreide: Grauweiße, stellenweise mergelige Kalke, die in ihren tieferen Lagen dolomitisch und kristallinisch werden mit *Toucasia*, *Diceras*, *Orbitolinen* etc.

II. Obere Kreide: Grauweiße, z. T. gefleckte, oft kristallinische, dolomitische Bänke mit kleinen, schlecht erhaltenen Fossilien, *Lumachellen* und Lagen mit *Rudisten*fragmenten.

III. Eocän besitzt nur eine geringe Verbreitung am Rande des Adriatischen Meeres. Dort, wo es entwickelt ist, findet sich keine scharfe Grenze, sondern ein allmählicher Übergang zur Kreideformation. Im wesentlichen setzt sich das Eocän aus grau, grün oder rot gefärbten mergeligen oder sandigen Kalken zusammen mit Korallen, *Terebrateln*, *Pectiniden*, *Aturiden*, *Fischresten* etc.

IV. Miocän: *Pietra Leccese*; graue, mergelige oder sandig-mergelige, mehr oder weniger magnesiumhaltige Kalke, deren Zusammensetzung sowohl in horizontaler wie in vertikaler Richtung fortwährend wechselt. Die Fossilien, welche zumeist dem mittleren Eocän angehören, bestehen aus *Foraminiferen*, *Brachiopoden*, *Echiniden*, *Crustaceen*, *Selachiern* und *Reptilien*. In der Regel findet sich das Miocän in flachen Kreidesynklinalen, die Kreide direkt überlagernd.

V. Pliocän: Zwei Horizonte lassen sich in dieser Formation unterscheiden. Eine untere graue, tonig-mergelige Abteilung (*Piacenziano*) und eine obere gelbe, sandige Abteilung (*Astiano*). Im unteren Pliocän sind zwei verschiedene Fazies zu unterscheiden: I. Diejenigen Ablagerungen des unteren Pliocän, welche das Kreiderelief von Apulien überlagern und mit „*Materano*“ bezeichnet werden, bestehen aus sandig-kalkigen Sedimenten von fast reiner organogener

Entstehung. Zumeist bilden sie lediglich eine Anhäufung von Schalen von Foraminiferen, Echiniden, Brachiopoden, Mollusken, Bryozoenstöcken, Anthozoen etc., aus denen bereits reiche Fossilisten veröffentlicht wurden. In den breiten Senken, insbesondere zwischen dem eigentlichen Apennin und Apulien in dem Gebiete des Flusses Bradano, findet sich dagegen das untere Pliocän in seiner gewöhnlichen typischen Fazies (Piacenziano) teils als sandige, teils als tonige Mergel mit mehr oder weniger Glimmer und Lignitflözchen. Diese zumeist sehr weichen und lettigen Ablagerungen enthalten ebenfalls eine reiche Fauna von Zweischalern, Foraminiferen, Echinodermen und besonders Fischen, die viel Ähnlichkeit mit der rezenten Fischfauna des Mittelländischen Meeres aufweisen.

Gerade wie im unteren Pliocän, lassen sich auch in der oberen Abteilung desselben zwei Fazies unterscheiden. In dem breiten Tale des Bradano findet sich das „Astiano“ in seiner typischen Entwicklung als gelbe Sande, welche die grauen Mergel des „Piacenzano“ überlagern und mit diesen durch Übergänge verbunden sind. Nähert man sich dagegen dem Kreiderelief von Apulien, so wird auch das obere Pliocän kalkiger und nimmt den Charakter eines organogenen kompakten Kalkes an, der für gewöhnlich den Namen „Tuff“ führt und in seinen oberen Teilen oft Kieselknollen enthält. Auch diese Stufe repräsentiert einen großen Reichtum an Pectiniden, großen Austern, *Cardium*, *Pectunculus* etc., ferner großen Echiniden und Lithothamnien, welche letzteren den litoralen Charakter der Schichten anzeigen.

VI. Pleistocän. Die marine Entwicklung dieser Formation (Siciliano, Sahariano, Frigidiano) besitzt keine sehr große Ausdehnung. Es sind zumeist sandig-kalkige Ablagerungen oder sandige gelbe Kalke mit viel marinen Fossilien (*Cardium*, *Mytilus*, *Pecten* etc.). Ihrer petrographischen Beschaffenheit nach sind diese Ablagerungen, die den Namen „Tufo carpano“ führen und vielfach zu Bauzwecken verwandt werden, dem Pliocän außerordentlich ähnlich. Häufig wechsellagern diese marinen Schichten mit litoralen und lakustren Bildungen.

Zu den kontinentalen diluvialen Bildungen rechnet Sacco die weit verbreitete terra rossa oder argilla rossa, die als dünne Haut die älteren Schichten überzieht. Ferner werden hierher unreine Tuffablagerungen gerechnet (Puzzolane mit Sanidinkristallen von Bari), die aber z. T. auch alluviales Alter besitzen können und wahrscheinlich durch Windwirkung entstanden.

Die alluvialen Ablagerungen sind nicht sehr verbreitet und nur wenig mächtig. Ihr Vorkommen beschränkt sich zumeist auf die Tiefebene. Bei Ofanto finden sich schwarze Sande, die aus Pyroxeniten und Titaneisen bestehen, die vom M. Vultur stammen und die hierher gerechnet werden. Pleistocäne und alluviale Ablagerungen sind jedoch oft einander so ähnlich und gehen ineinander über, sodaß sie nicht zu trennen sind.

Außer einem paläontologischen Anhang und einem sehr ausführlichen Literaturverzeichnis ist der Arbeit noch eine geologische Übersichtskarte im Maßstab 1 : 500 000 beigegeben.

K. Boden.

Rußland.

A. Arkhangelsky: Die oberen Kreideablagerungen im Osten des europäischen Rußlands. (Materialien zur Geologie Rußlands. 25. 1912.)

Es ist wohl kaum möglich, allen Resultaten und Anregungen dieses umfassenden Werkes im Rahmen eines Referates gerecht zu werden. Aber es erscheint mir angebracht, wenigstens die wichtigsten Ergebnisse und Gedankengänge darin etwas eingehender zu behandeln, um diese nur in russischer Sprache erschienene Arbeit einem weiteren Kreise zugänglich zu machen.

Aus der historischen Einleitung sei nur erwähnt, daß Verf. in der Erforschung der Gegend drei wichtige Perioden unterscheidet: die erste währte fast 100 Jahre und gipfelte in den grundlegenden Arbeiten von MURCHISON; als Ergebnis förderte sie die Erkenntnis zutage, daß sich hauptsächlich die obere Kreide am Aufbau der Wolgaufer im Gouvernement Saratow beteiligt und daß diese von kieseligen Schichten von tertiärem Charakter, aber nicht näher zu definierendem Alter überlagert wird. Im Jahre 1870 begann dann die Reihe der wichtigen Arbeiten SINZOW's, welchem es gelang, an der Hand eines ungeheuren Tatsachenmaterials eine genauere stratigraphische Gliederung durchzuführen; wenn auch viele von seinen Ansichten zurzeit keine Gültigkeit mehr haben und gerade in der vorliegenden Arbeit einer eingehenden Kritik unterworfen werden, so ist doch die Einzelgliederung der südlichen Fazies der Kreide von Saratow im wesentlichen seiner Arbeit zu verdanken. Die Arbeiten von NIKITIN, PAVLOW, CHIMENKOW u. a. bilden endlich die dritte Phase der Erforschung dieser Gegend und haben z. T. schon die faziellen Unterschiede innerhalb der oberen Kreide kennen gelehrt.

Verf. geht aus von den klassischen, von ihm nochmals genau untersuchten Kreideprofilen an der Wolga zwischen Saratow und Kamyschin, und zwar von einem Profil bei dem Dorfe Bannowka (Gouv. Saratow). Unterlagert wird die obere Kreide im Wolgagebiet von Tonen und Sandsteinen, z. T. mit Phosphorit, die dem Gault zugerechnet werden. Darüber lassen sich in dem obengenannten Profil 6 deutliche Stufen petrographisch und faunistisch unterscheiden. Das sind von unten nach oben:

1. Fossilreiche Sandsteine mit *Exogyra conica*, *Pecten orbicularis*, *P. obscuroides*, *Pteria pectinata*, *Inoceramus orbicularis*, *Schloenbachia varians*, *Actinocamax primus* etc.; zu oberst liegen in dieser Zone glimmerige Sande mit Phosphoritkonkretionen. — Cenoman (Cm₁).
2. Kalkige Sandsteine mit viel Phosphorit und darüber kreidige Mergel. Von Fossilien werden erwähnt: *Venus plana*, *V. lata*, *Exogyra conica*, *Ostrea Nikitini* und in den mittleren Lagen *Inoceramus Brongniarti*. — Turon (T₁ und T₂).
3. Eine Phosphoritbreccie und darüber gebänderte dunkle Tone und helle Mergel. Besonders die Breccie ist reich an Schwämmen; es kommen hier vor: *Ventriculites radiatus*, *Coscinopora macropora*, *Maeandropygium Goldfussi*, *Ostrea Wignaniana* und als Zonenfossil *Inoceramus Pachti*. — Untersenon (Si₁).

4. Schieferige Tone und glimmerige kieselsäurereiche Schichten mit spärlichen Fischschuppen und sehr selten mit *Pteria tenuicostata*. — Untersenson (Si_2).
5. Kieselige Tone und Sandsteine mit viel Glaukonit und schönen Exemplaren von *Belemnitella mucronata* und *Actinocamax mamillatus*. — Obersenson (Ss_1).
6. Graue Mergeltonne und Kalksandstein mit Glaukonit; *Belemnitella lanceolata*, *Ostrea Praesinzowi*, *Terebratula carnea*. — Obersenson (Ss_2).

Darüber liegen kieselige paläocäne Bildungen, deren Kontakt mit der Kreide hier nicht zu sehen ist.

Von großem Interesse ist das Verfolgen dieses Profils längs dem Ufer der Wolga nach Süden (gegen Kamyschin) und nach Norden (gegen Saratow). Ohne auf die Einzelheiten eingehen zu können, möchte ich bloß die Ergebnisse kurz resümieren: Die hellen Mergel mit *Inoceramus Brongniarti* nehmen nach Norden konstant an Mächtigkeit ab und verschwinden bei Saratow gänzlich; ja hier ist sogar stellenweise der sie unterlagernde Phosphorit sandstein (T_1) abgetragen oder umgelagert. Entsprechend legen sich die nächstjüngeren Mergel mit *Inoceramus Pachtli* nach Norden zu transgressiv immer auf ältere Schichten; auch sie erleiden nach Norden eine Abnahme der Mächtigkeit. Das Untersenson bleibt auf die ganze Erstreckung ziemlich unverändert. In seinem unteren Teil wird es im Norden fossilreicher. Die Schichten mit *Belemnitella lanceolata* erleiden mehrfach eine erhebliche Mächtigkeitsänderung, entsprechend einer Schwankung der oberen Abteilung, die teilweise vor Ablagerung des Alttertiärs zerstört worden ist.

Verf. bespricht dann einige Profile im Süden des Gouvernements Saratow, in den Bezirken von Kamyschin und Zaritzyn, längs dem Laufe des Flusses Ilovja. Es sind hier einige durchgreifende Unterschiede gegenüber den Saratowschen Profilen zu konstatieren: Das Cenoman bleibt ziemlich unverändert, das Turon ist faziell noch gut zu erkennen, besitzt nur in seinen oberen fossil-leeren Kreidemergeln eine größere Mächtigkeit, was mit der untersenonen Transgression zusammenhängt. Damit steht es auch in Beziehung, daß hier sich noch ein neuer Horizont einschiebt, welcher der vorher besprochenen Gegend fehlt, nämlich ein kreidiger Mergel mit *Inoceramus russiensis*, *I. involutus* und verschiedenen Schwämmen (Emscher). Die Zone des *I. Pachtli* (Si_1) ist wieder gut zu erkennen, während die hangende Serie von grauen und gelblichen kieseligen Mergeln (gaizes) schwerer zu deuten ist. Ein Fund von *Actinocamax verus* erlaubt es, ihren unteren Teil mit der Zone der *Pteria tenuicostata* zu identifizieren, während der obere Teil wohl schon den Mucronatenschichten entspricht. Das oberste Senon konnte hier endlich, dank einem günstigen Übergangsprofil, ausgeschieden werden, ist aber ganz verschieden ausgebildet — in Gestalt von Sandsteinen mit größeren klastischen Elementen. Die Profile im Bezirk Kamyschin an der Ilovja und an deren Wasserscheide gegen die Medveditza unterscheiden sich nur wenig von den eben beschriebenen im Bezirk Zaritzyn. In diesem Teil ist dann auch die Unterlagerung der Oberkreide durch Gault und Neocom und z. T. noch durch den oberen Jura zu sehen.

In einem weiteren Abschnitt bespricht Verf. die obere Kreide im nördlichen Teil des Saratowschen Gouvernements, in der Umgebung der Städte Volsk und Chvalynsk. Es wird nun zunächst festgestellt, daß die kompakten kieseligen Mergel, welche hier in den oberen Teilen der Profile auftreten, nicht mehr, wie SINZOW meinte, der oberen Kreide, sondern schon dem Alttertiär angehören. Ihre Fauna ist arm, trägt aber durchaus tertiären Charakter und auch petrographisch sind diese Schichten dem Hangenden der *Lanceolata*-Schichten im Süden sehr ähnlich. An der Grenze gegen die Kreide sind deutliche Spuren einer Transgression zu beobachten. Hier lagern glaukonitreiche Schichten, oft Brocken der liegenden Kreide enthaltend, die zuweilen von Pholaden angebohrt sind; die Grenzschicht ist in ihrer Mächtigkeit durchaus wechselnd gestaltet. Verf. bespricht an dieser Stätte auch das Problem der scheinbaren Wellung der Kreide in diesem Gebiet. und kommt zu dem Ergebnis, daß diese z. T. durch Bergrutsche, z. T. aber durch die starken Krümmungen der Wolga bei gleichmäßigem Fallen der Schichten senkrecht zur Flußrichtung vorgetäuscht wird. Unterlagert wird in diesem Gebiet die obere Kreide durch fossilieres Gault und fossilreiches Aptien, beides dem im Süden recht ähnlich. Das Cenoman fehlt in der besprochenen Gegend vollständig; für seine Reste können vielleicht die Phosphorite an der Basis der *Brongniarti*-Schichten gelten. Vom Turon wird im Gegensatz zu früheren Beobachtern festgestellt, daß es durch das ganze Gebiet eine ununterbrochene Verbreitung besitzt. An seiner Basis liegen im Süden (bei Volsk) glaukonitische Sandsteine mit Phosphoriten, die sich wohl auf sekundärer Lagerstätte befinden; dann folgen, wie in der Gegend von Saratow, Mergel mit *Inoceramus Brongniarti*, *Lima Hoperi*, *Pecten crelosus*, *Rhynchonella plicatilis*, *Terebratula biplicata*. Bei Chvalynsk gehört ein Teil dieser Mergel schon zur hangenden Zone, charakterisiert durch *Inoceramus Pacht*i und durch die für diesen Komplex bezeichnenden Schwämme und gelben Phosphorite. Diese Schwammschicht konnte vom Verf. auch bei Volsk, entgegen den Angaben bisheriger Forscher, ausgeschieden werden. Auch die Zone der *Pteria tenuicostata* konnte verfolgt werden; es fehlen ihr hier die tonigen Lagen und auch das Zonenfossil ist aus faziellen Gründen stellenweise nicht nachzuweisen, doch geben die charakteristischen *Actinocamax verus* und *A. propinquus* stets den nötigen Aufschluß. Auch in der Auffassung des Obersenons divergiert Verf. von den bisherigen Anschauungen. Seiner Ansicht nach ist an der Basis der weißen Kreide mit *Belemnitella lanceolata* stets eine gesonderte, wenn auch wenig mächtige Abteilung mit *B. mucronata* zu unterscheiden; allerdings ist diese gewöhnlich durch Bergrutsche verdeckt. Die Aufschlüsse weiter im Norden entsprechen in den Hauptzügen denen an der Wolga.

Ein weiterer Abschnitt der Arbeit (Kapitel III) gibt eine zusammenfassende Charakterisierung der aufgestellten Zonen im Gouvernement Saratow und einen genauen Vergleich derselben mit der Kreide Osteuropas.

1. Die Zone der *Exogyra conica* und des *Actinocamax primus* ist hauptsächlich durch glaukonit- und glimmerreiche Sandsteine und Sande charakterisiert. Letztere sind im allgemeinen versteinungsärmer und durch Vorkommen der einmuskeligen Lamellibranchier gekennzeichnet; die Mächtigkeit dieser Zone ist über 30 m. Dem Charakter der Fauna nach (Liste auf

p. 161—162 der Originalarbeit) schließt diese Stufe am nächsten an das Unter-
cenoman Westeuropas an (Zone des *Pecten asper* und *Schloenb. varians*).

2. Stellenweise, so bei Saratow selbst, konnte im oberen Teil des Cenomans
eine besondere Zone von grobkörnigen Sandsteinen mit zahlreichen Fischresten
und mit *Lingula Krausei* ausgeschieden werden. Für eine genaue Alters-
bestimmung fehlen sichere Daten; es kann sich hierbei auch bloß um eine
litorale Fazies der *Exogyra*-Zone handeln. Das Cenoman keilt ungefähr auf dem
Breitengrad von Saratow aus und ist nördlich von diesem nirgends nachzu-
weisen.

3. Die hangende Zone des *Inoceramus Brongniarti* kann im einzelnen
genauer gegliedert werden; an der Basis liegt stets ein phosphoritreiches Kon-
glomerat, welches eine eigentümliche Mischung von Cenoman- und Turon-
formen enthält; bei näherer Betrachtung erweist es sich aber, daß alle eigentlich
cenomanen Formen einen starken Grad der Abrollung besitzen, während die
Turonformen gut und vollständig erhalten sind. Interessant ist fernerhin,
daß das Liegende dieser Schicht oft von eigentümlich verästelten Gängen, er-
füllt mit hellem Sande, durchsetzt ist, was wohl auf Tätigkeit von Bohrwürmern
hinweist. In den über diesem konglomeratischen Kalksandstein lagernden
Mergeln konnte der Verf. mehrfach drei Abteilungen unterscheiden. Die untere
ist durch glaukonitreiche Mergel gekennzeichnet, welche in den liegenden
phosphoritischen Sandstein ganz allmählich übergehen; sie sind ziemlich fossil-
arm; es wurden nur *Inoceramus Brongniarti*, *Exogyra lateralis*, *Ostrea Nikitini*
und *Rhynchonella plicatilis* gefunden. Die mittlere Abteilung ist ein schmutzig-
grau gefärbter Ton mit unzähligen Exemplaren von *Inoceramus Brongniarti*
und einer reichen Fauna (p. 167 der Originalarbeit). Die obere Abteilung —
kreidige Mergel — ist wieder ziemlich fossilarm. Die größte Mächtigkeit der
Zone ist gegen 10 m. Es sind nicht überall die aufgezählten Abteilungen vor-
handen; die oberen sind häufig durch präsenone Abtragung zerstört, ja bei
Saratow sogar die ganze Zone. Dem Alter nach ist die Zone im allgemeinen
in das Turon zu stellen und nach vereinzelt Funden von *In. Cuvieri* im mitt-
leren Teil wahrscheinlich größtenteils in das Oberturon.

4. Stellenweise lagert darüber eine bis zu 35 m mächtige Serie von fossil-
leerer Kreide, welche vom Verf. nur bedingt als selbständige Zone ausgeschieden
wird; ihrer stratigraphischen Stellung nach muß sie als oberes Turon-
Emscher angesehen werden.

5. Die folgende Zone ist an der Wolga selbst nirgends vorhanden; im
Gebiete der Ilovlja und der Medveditza ist sie gut zu beobachten. Neben einer
kleinen, auf p. 170 angeführten Fossilliste ist besonders das häufige Auftreten
von *In. involutus* für das Zurechnen dieser Zone zum Emscher ausschlaggebend.
Petrographisch sind es kreidige Mergel, die unmerklich in das Liegende über-
gehen, vom Hangenden aber stets durch eine scharfe Grenze getrennt sind.

6. Es folgt die Zone des *In. Pachtii* n. sp., die durch ihre Auflagerung auf
verschieden alte Schichten ein besonderes Interesse besitzt. Während sie weiter
im Westen dem Emscher (Zone 5) aufliegt, konnte bei Saratow eine unmittel-
bare Überlagerung der Schichten mit *Lingula Krausei* (Zone 2) beobachtet
werden. Wegen der eigenartigen Auflagerungsverhältnisse wurde diese Zone

bisher fälschlich als dem Turon angehörend bestimmt. Sie beginnt stets mit einer Lage von Phosphoriten, welche durch graue kieselige Mergel verkittet sind; diese Mergel dringen auch als verzweigte, gang- oder wurzelartige Gebilde in die unterlagernden Schichten ein. Der große Schwammreichtum der Phosphoritschicht ist schon lange bekannt. Höher oben folgen dann mächtige weiße und gelbliche Mergel, die immer kalkärmer werden und in kieselige Schiefer (gaizes) übergehen. Das Leitfossil der Zone, *Inoceramus Pachtii*, ist eine neue, noch nicht genau beschriebene Art, zwischen *In. cardissoides* GOLDF. und *In. subcardissoides* SCHLÜT. stehend; sie ist von PACHT als *In. Lingua* GOLDF. abgebildet worden. Von der reichen Fauna dieser Zone sind über 12 Formen mit Westeuropa ident, und zwar deutet die Fauna in ihrer Gesamtheit auf unterstes Senon, im einzelnen vielleicht auf die Zone des *In. cardissoides*.

7. Die hangende Zone der *Pteria tenuicostata* behält über das ganze Gebiet ein ziemlich gleichförmiges Aussehen; sie besteht aus dunklen, z. T. stark kieseligen Tonen. Im Südwesten ist eine Ausscheidung aus dem Gesamtkomplex des höheren Senons wegen Fossilarmut nicht möglich. In den übrigen Teilen deutet die Fauna, insbesondere das Zonenfossil, welches in England mit *Actinocamax quadratus* vorkommt, auf Grenzsichten zwischen Unter- und Obersenon.

8. Die nun folgenden glaukonitischen Sandsteine, kieseligen und weichen Tone enthalten im wesentlichen drei Arten, nämlich: *Belemnitella mucronata*, *Ostrea vesicularis* und *Actinocamax mamillatus*, die über eine Zugehörigkeit der Zone zum Obersenon keinen Zweifel lassen, und zwar stellt sie Verf. zur oberen Quadraten- und unteren Mucronatenkreide Westfalens.

9. Die oberste Abteilung der Kreide, Zone der *Belemnitella lanceolata*, erfährt mehrfach durchgreifende fazielle Änderungen. Im Zentrum setzt sie sich aus dunklen Tonen zusammen, die nach Westen sandig werden und über glaukonitische Sandsteine in richtige Konglomerate übergehen. In der reichen Fauna (p. 182—183 d. T.) sind 28 Arten mit westeuropäischen ident; davon gehen 12 durch die ganze obere Kreide, 3 beginnen im Emscher und Untersenon und 10 sind für das Obersenon charakteristisch. Welcher Zone der westlichen Kreide sie zuzuteilen sind, steht nicht fest; am wahrscheinlichsten entsprechen sie der Zone des *Heteroceras polyplocum*.

Über den allgemeinen Charakter der oberen Kreide im Vergleich zu der Westeuropas ist folgendes zu sagen: im Gegensatz zum anglo-französischen Becken fehlen Ammoniten fast völlig, wogegen Belemniten in fast den gleichen Arten eine große Verbreitung besitzen. Gastropoden spielen keine Rolle; die Lamellibranchier und Brachiopoden haben wichtigen Anteil an der Gesamtfauuna; die Seeigel treten stark zurück und nur in der obersten Zone ist *Anachytes ovata* relativ häufig. Diesem Gesamtbild nach ist unser Gebiet am ehesten mit der norddeutschen Kreide zu vergleichen, die gewissermaßen einen Übergang zwischen dem französischen und russischen Kreidebecken darstellt.

Im Gouvernement Simbirsk ist schon in den 30er Jahren des vorigen Jahrhunderts eine prinzipiell richtige Dreiteilung der oberen Kreide durch JASYKOFF durchgeführt worden; sie wurde leider später verlassen und erst in den 90er Jahren von PAVLOW wieder neu aufgestellt; Verf. unterzieht alle vorhandenen

Literaturangaben einer Revision und kann ziemlich weitgehende Analogien mit der Saratower Kreide zeigen. Nach seiner Ansicht fehlt im Simbirsker Gebiet das Cenoman, bzw. ist durch die Turon-Transgression zerstört. Der tiefste Teil der oberen Kreide, Mergel mit *Inoceramen*, gehört z. T. der *Brongniarti*-Zone, z. T. aber, wo *Inoceramus involutus* gefunden wurde, schon dem Emscher an. Die hangenden, kieselig-tonigen Schichten führen viel *Inoceramen* vom *Cardissoides*-Typus, also wohl Zone des *In. Pachtii*. Der *Pteria tenuicostata*-Horizont ist bisher nicht ausgeschieden worden, scheint aber auch vorzuliegen. Dann folgt zunächst glaukonitische und endlich reine weiße Kreide als Vertreter der *Belemnitella mucronata* und *lanceolata*-Zone. Östlich der Wolga, am Eltonsee, im Obschtschij Syrt, im südlichen Teil des Gouvernements Ural und im Turgai-Bezirk sind ausgedehnte Massen von oberer Kreide bekannt, doch ist ihre Durchforschung noch recht mangelhaft; bloß einige allgemeine Züge lassen sich hier angeben. Die Kreide lagert hier transgressiv z. T. auf Paläozoicum auf. Cenoman ist mit Sicherheit nirgends gefunden worden; ebenso scheint das Turon zu fehlen, vielleicht gehören hierzu einige sandige Bänke an der Basis der oberen Kreide. Zum unteren Senon gehören hier glaukonitische Sande mit *Pteria tenuicostata*. Die *Mucronata*-Zone ist im Turgai-Bezirk durch Sande vertreten. Der Hauptanteil gehört der obersten weißen Schreibkreide mit *Belemnitella lanceolata*. Westlich von der Wolga, im Flußnetz des Don, werden die faziellen Änderungen auch vorwiegend nach der vorhandenen Literatur kombiniert. Es zeigt sich im allgemeinen, daß beim Fortschreiten nach Westen Cenoman und Turon auf dem Breitegrad von Saratow ziemlich unverändert bleiben, das erste in tonig-sandiger, das zweite in mergeliger Fazies. Die obersten Kreideschichten erfahren dagegen eine durchgreifende Änderung. Sie gehen aus Tonen in sandige Tone und Sande über und erscheinen dann viel weiter westlich (Kalatsch bei Woronesch) wieder als weiße Kreide. Ferner ist bemerkenswert, daß alle Glieder der oberen Kreide sich hier, westlich vom Wolgagebiet, in der Richtung von Norden nach Süden derart verändern, daß im Norden eine sandige Fazies, im Süden eine kreidig-tonige vorherrscht. Auf dem Breitegrad von Zaritzyn gehen im Dongebiet die sandigen Senonablagerungen des Ostens nach Westen in kreidige Bildungen über.

Der sandig-tonige Komplex der oberen Kreide bei Woronesch zieht ziemlich unverändert nach Nordosten in das Flußnetz der Oka (Gouvernement Pensa und Nowgorod) weiter. Doch ist hier Cenoman und Turon bisher nicht mit Sicherheit nachgewiesen worden; dagegen besitzen hier glaukonitische Sande mit *Inoceramus Pachtii* eine weite Verbreitung, nach Osten werden sie toniger; die darüber liegenden kieseligen Schichten (gaize) können der *Pteria tenuicostata*-Zone zugerechnet werden. Darüber lagern Sande und Sandsteine des oberen Senons, stellenweise mit *Belemnitella lanceolata*; auch diese Schichten bekommen im Osten einen tonig-mergeligen Charakter. Bei Pensa erscheint dann noch eine höhere Stufe des Senons mit *Bel. americana*, die Verf. im Gebiet des Aralsees früher nachgewiesen hat.

In einem weiteren Kapitel werden die gewonnenen Resultate kurz zusammengefaßt. Das Cenoman (Schichten der *Exogyra conica*) ist südlich vom Breitegrad von Saratow und westlich von der Wolga überall verbreitet. Viel

weiter nach Norden scheint es nicht zu gehen oder ist dort sekundär zerstört. Lithologisch einförmig, ist es meist durch glaukonitreiche Sande vertreten. Wie weit es nach Osten geht, ist zurzeit unbekannt. Das Turon greift auf einen weiteren Bezirk über: im Norden reicht es bis Simbirsk, seine Grenze geht dann allerdings westlich weit nach Süden bis etwa Woronesch herunter; auch hier herrscht große fazielle Einförmigkeit, da man meist nur hellgrauen Mergeln begegnet. Über die Verbreitung des Emscher ist zurzeit noch wenig bekannt. Die Zone des *Inoceramus Pachtii* hat weit größere Verbreitung und erfährt mehrfach große fazielle Änderungen. Im Nordwesten, zwischen Woronesch und Morschansk sind es sandige Bildungen, die bei Pensa in tonige Sande übergehen. Im zentralen Teil des Gouvernements Saratow und an der Medveditza herrschen Mergel und kieselige Tone vor; endlich im Süden (Bogutschar) begegnet man kreidigen Mergeln. Über den Verbreitungsbezirk der *Pteria tenuicostata*-Zone fehlen noch umfassendere Angaben; ihre faziellen Verhältnisse sind recht kompliziert. Die *Belemnitella mucronata*-Zone hat eine sehr weite Ausdehnung; im Norden, bei Simbirsk, sind es glaukonitische Mergeltone, an der Wolga bei Saratow Tone und kieselige Tonschiefer, am Eltonsee und bei Bogutschar weiße Kreide und fern im Osten, am Flusse Ural, Sande.

Die *Belemnitella lanceolata*-Zone bedeckt das ganze besprochene Südwestrußland; ihre faziellen Verhältnisse bespricht im einzelnen der dritte Teil der Arbeit; der mannigfache Gesteinswechsel äußert sich auch in der Fauna: während das Zonenfossil und die *Ostrea praesinzowi* in den sandigen Teilen vorherrscht, fehlt in der gleichalterigen Schreibkreide letztere ganz und die erste tritt stark zurück; hier erscheinen dafür die Seeigel. Die in der Krim und in Asien weitverbreitete *Belemnitella americana*-Zone tritt im untersuchten Gebiet nur bei Pensa auf. Einige paläogeographische Skizzen (p. 296—302 und 435) erläutern diese wichtigen Ergebnisse.

Den dritten Teil der Arbeit bilden eingehende paläoceanographische Untersuchungen insbesondere der *Bel. lanceolata*-Zone nebst einem eingehenden interessanten Vergleich derselben mit rezenten Meeressedimenten zum Zweck einer genauen geographisch-faziellen Rekonstruktion des oberen Kreidebeckens. An verfestigten Sedimenten wurden im wesentlichen nur Schiffe untersucht, die übrigen, mürben, wurden zunächst mit 10% Salzsäure behandelt, um das CaCO_3 -Verhältnis kennen zu lernen. Der mineralische Rückstand wurde dann nach Auskochen in 4 Fraktionen je nach der Korngröße (0,25; 0,05; 0,01; < 0,01 mm) eingeteilt und jede Fraktion für sich mit Binokular und Mikroskop untersucht. Bei feineren kreidigen Schichten genügten 2 Fraktionen ($\geq 0,01$ mm).

Die Einzelheiten der mikroskopischen Untersuchung, welche insbesondere über die Struktur des Glaukonites einige interessante Aufschlüsse geben, muß ich hier leider übergehen und kann nur kurz die Ergebnisse mitteilen. Es lassen sich nach Korngröße der Detrituselemente, nach dem Gehalt an Kalk und nach dem Charakter der Fossilführung 3 Gruppen unterscheiden: sandige, tonige und kreidige Bildungen, wobei bei den ersten zwei der Glaukonitgehalt gesonderte Untergruppen bedingt. In der sandigen Gruppe bilden die in Salzsäure unlöslichen Bestandteile 76%—93%; ihre Größe ist stark wechselnd, und während bei einigen die Komponenten unter 0,01 mm vorwiegen, erreichen

sie bei anderen Proben eine Größe von 1,5 cm. Diese Bruchstücke sind vorwiegend Quarz, an einigen Stellen auch Feldspat und Glimmer; die kleineren unter ihnen sind eckig, die größeren oft abgerollt. Der Tongehalt ist gering; der Kalk steigt bis 13,5%. Von Mineralien des Meeres ist zuweilen Glaukonit vorhanden und mit ihm zusammen treten auch Phosphorite auf, z. T. autochthon, z. T. als Gerölle älterer Schichten. Die Sande sind gewöhnlich durch kalkiges oder kieseliges Zement verfestigt.

Die tonigen Schichten sind mit einem mittleren Gehalt an unlöslichen Bestandteilen von 62% der vorigen Gruppe ähnlich; ihr Unterschied liegt in dem Überwiegen kleinster Bestandteile unter 0,01 mm, die bis 65% der Gesamtmasse ausmachen; unter den zuweilen vorkommenden größeren Körnern herrscht der Quarz bei weitem vor. Kohlige Schmitzen wurden beobachtet. Der Kalkgehalt erreicht im Mittel 30%. Glaukonit ist in wechselnder Menge stets vertreten; wo er sich anreichert, ist auch gewöhnlich Phosphorit vorhanden, außerdem zeigen die glaukonitreichen Abarten einen größeren Gehalt an groben Komponenten, die im Gegensatz zu denen im Tone abgerollt sind.

Die Kreidegruppe endlich zeichnet sich durch Überwiegen der löslichen Bestandteile (Kalk), die bis 98% erreichen, aus, während die unlöslichen im Maximum 28% bilden. Es gibt jedoch Übergänge, die durch eine Unbeständigkeit der Merkmale gekennzeichnet sind. Die typischen Kreideschichten haben zuweilen auch gröbere Bestandteile, doch kaum über 0,06%. Qualitativ sind diese mit denen aus den Tönen ident. Der Kalk tritt in der Kreide in 5 Arten auf: 1., 2. als Bruchstücke von vielzelligen und einzelligen Schalen, 3. als Kokkolithophoridenskelett, 4. als kleinste Calcitkörner und 5. als Calcitkristalle; die letzten drei Abarten bilden das eigentliche Gesteinszement. Das Verhältnis dieser 5 Abarten ist wegen der Unmöglichkeit einer restlosen mechanischen Auflösung der Kreide nicht genau anzugeben; im allgemeinen überwiegt stark das Zement und in diesem wieder die Kokkolithophoriden. Unter den größeren organischen Elementen überwiegen die einzelligen über die Bruchstücke der vielzelligen (letztere meist Inoceramen-Prismen).

An der Hand des mikroskopisch durchforschten Materials sucht Verf. die rezenten Homologa des *Belemnitella lanceolata*-Beckens festzustellen, wobei aber der Begriff homolog etwas enger gefaßt wird, als es WALTHER (Lithogenesis der Gegenwart) getan hat. Homolog nennt Verf. nur diejenigen Sedimente, die in gleichen faziellen Bedingungen unter dem Einfluß gleicher fazieller Faktoren entstehen. Beim Feststellen der Homologie gegenüber rezenten Sedimenten müssen natürlich primäre und sekundäre petrographische Merkmale zunächst scharf geschieden werden, was Verf. an seinem Material kritisch durchführt. Sekundär ist z. B. die Verfestigung der Sande und Verkieselung der Tone. Auch die scheinbare Fossilarmut der Sande kann, wie Verf. zeigt, sekundär durch Zerfall bedingt sein, ebenfalls die Zerstörung kieseliger Organismen in den Tönen. Dagegen scheint eine Verwandlung primärer mineralischer Bestandteile keine allzu große Rolle zu spielen — Feldspat, Glaukonit usw. erscheinen gewöhnlich frisch und unverändert. Für die Sande und Tone können nach dieser kritischen Untersuchung folgende Merkmale als primär gelten: 1. Form und Umfang der klastischen mineralischen Bestandteile;

2. Glaukonit und Phosphorit; 3. in den Tonen anscheinend der Kalkgehalt. Unter den Sedimenten des rezenten Meeres unterscheidet Verf. außer den Strand-, Schelf- und den pelagischen Ablagerungen noch mit KRÜMMEL die halbpelagischen Kontinentalabfallsedimente, eine in der Zusammensetzung etwas wechselnde Gruppe, zu der außer dem blauen und roten Schlamm und dem grünen Schlamm und Sand auch der Kalkschlamm KRÜMMEL's gehört, welcher den Übergang zu rein pelagischen Sedimenten darstellt. Da nun ähnliche Sedimente unter verschiedenen Einflüssen in faziell verschiedenen Teilen eines Beckens entstehen können, so muß bei einem Vergleich oft die Beziehung einer Fazies zu den umgebenden Faziesbezirken das entscheidende Wort sprechen (siehe WALTHER). Unter Berücksichtigung dieser Gesichtspunkte müssen die sandigen Schichten des *Lanceolata*-Beckens als den Schelfablagerungen homolog angesehen werden. Eine litorale Bildungsweise ist ausgeschlossen, denn in den Strandablagerungen fehlen die tonigen Partikeln, die in den *Lanceolata*-Sanden so häufig sind. Für Schelfmeer spricht auch die sehr wechselnde Korngröße der Sande, der unregelmäßige Tongehalt und die ganz gesetzlose Wechselfolge von feinen und groben Sanden und von Konglomeraten — alles Zeichen bewegten Wassers. Sehr interessant ist die Beobachtung, daß dort, wo die Komponenten die stärkste Abrollung erreichen, die größten Austerschalen vorkommen. Außerdem gehen die Sande nach Osten allmählich in die tiefer abgelagerte Gruppe der Tone über. Diese wieder, die einesteils in die Sande, andernteils in die pelagische Kreide übergehen, sind als Ablagerungen des Kontinentalabfalles aufzufassen. Darauf weist auch ihre große Gleichmäßigkeit und das Überwiegen der feinsten klastischen Bestandteile hin. Am meisten ähneln sie, wie ein eingehender Vergleich mit den Proben der Challenger und Valdivia-Expedition zeigt, gewissen Abarten des blauen Schlammes. Ein solcher Vergleich zeigt ferner, daß die glaukonitischen Tone und Sande dem grünen Sand und Schlamm der rezenten Schelf- und Kontinentalabfall-Ablagerungen entsprechen. Wie diese unterscheiden sie sich von der vorhergehenden Gruppe durch größeren Kalk- und kleineren Tongehalt, ferner durch die Führung größerer klastischer Körner. Sie sind also den rezenten glaukonitischen Sedimenten durchaus homolog.

Die kreidige Fazies der *Lanceolata*-Zone ist zunächst mit der Kreide Englands und Frankreichs zu vergleichen. In dem Prozentgehalt des Kalkes, seinem Ursprung und in der Menge und Korngröße der unlöslichen Bestandteile stimmt sie mit dieser vollständig überein. Ein wesentliches Unterscheidungsmerkmal bilden die Feuersteine und der Kieselgehalt der westlichen Kreide. Doch scheint das dem Verf. nicht ausschlaggebend, denn erstens fehlen sie auch der französischen Kreide oft. Ferner fehlen in Südrußland die vielen Schwammnadeln, aus denen die Kieselsäure stammen könnte, und zwar kann dieses negative Merkmal sekundärer Natur sein, da bei der Leichtigkeit, mit der kieselsaure Lösungen in der Kreide zirkulieren, sehr wohl alle Schwämme zerstört sein können, ohne Pseudomorphosen zu hinterlassen, wie das tatsächlich in England an Radiolarien beobachtet wurde. Für einen primären Kieselsäuregehalt in Rußland spricht eine oft beträchtliche Verkieselung des Liegenden der Kreide. Bruchstücke von vielzelligen Tieren spielen nie eine

große Rolle in der Zusammensetzung der Kreide; um so reicher ist sie an Foraminiferen und noch mehr (einige 10%) an jenen kleinen sphärischen Körpern, deren systematische Stellung noch keineswegs geklärt ist und die von JONES als Globigerinchenkammern, von CAYEUX als *Orbulina*, von HILL aber z. T. als Radiolarien, z. T. als Schwammnadeln gedeutet worden sind. Sie treten nur in der kreidigen Fazies auf, fehlen den Sanden und Tonen und sind vom Verf. in rezentem Globigerinenschlamm auch entdeckt worden. Im feinen Zement, welches den größten Teil der Kreide ausmacht, treten als organische Bestandteile die Kokkolithen und Raddoliten auf, die wohl jetzt allgemein mit LOHMANN als Flagellaten (Kokkolithophoriden) aufgefaßt werden. Die Untersuchungen LOHMANN's, welcher diese Algen in Tiefen von 20—80 m und selten tiefer beobachtet hat, sprechen bei der enormen Verbreitung dieser Gebilde gerade in pelagischen Sedimenten (Globigerinenschlamm, roter Tiefseeton) für eine pelagische Lebensweise. Die Kokkolithen der oberen Kreide Südrußlands zeigen eine erstaunliche Mannigfaltigkeit und Komplikation der Formen, lassen sich aber in die LOHMANN'sche Klassifikation ungezwungen einreihen. Verf. beschreibt und bildet einige neue Arten ab. Eingehend wird endlich der anorganische Teil des Zementes besprochen, die feinsten Calcitkörner. Die Hypothese einer mechanischen Entstehung dieser Körner ist nicht annehmbar, denn es fehlen in Südrußland die mächtigen Korallenriffe, wie die von FAXE, die WALLACE für die Entstehung der Kreide verantwortlich macht. Auch die Annahme einer Ausschlümmung aus älteren Sedimenten, wie sie DEECKE für die Rügener Kreide gemacht hat, ist hier nicht anwendbar; denn die Küstenlinie ist nahezu 400 km entfernt, was einen durchaus unwahrscheinlich weiten Transport bedingen würde; ferner fehlen an dieser Küste Kalkkonglomerate und auch der allgemeine Kalkgehalt nimmt nach der Küste nicht zu, sondern ab. Auch die Hypothese einer chemischen Entstehung ist unwahrscheinlich, da in diesem Fall gewöhnlich kompakte Kalke gebildet werden. Am wahrscheinlichsten ist die Deutung von JUKES BROWN, CAYEUX, WALTHER u. a., die eine Zerstörung von Kalkskeletten unter dem Einfluß von Mikroorganismen und von Meereswasser annehmen. Solche Prozesse einer Umwandlung von Globigerinenschlamm in kalkige Massen sind an rezenten Sedimenten von THOMSON, MURRAY und PHILIPPI beobachtet worden; dabei kann das Ursprungsmaterial sowohl von einzelligen als von vielzelligen Tieren stammen. Der Vergleich mit Ergebnissen unserer Tiefseeexpeditionen, der wegen der Fossilarmut der Kreide hauptsächlich auf petrographische Merkmale zu stützen ist, zeigt die Zugehörigkeit der *Lanceolata*-Kreide zu pelagischen Sedimenten. Eine Schwierigkeit bietet der allerdings sehr geringe Gehalt an mineralischen, unlöslichen Körnern (Quarz usw.). Doch im Gegensatz zu CAYEUX glaubt Verf. einen so kleinen terrigenen Einschlag auch in rein pelagischen Sedimenten annehmen zu können, ja, solche Proben der Challenger-Expedition, die in einer Entfernung von der Küste gesammelt wurden, wie sie unserem Becken entspricht, haben terrigene Einschlüsse direkt erwiesen.

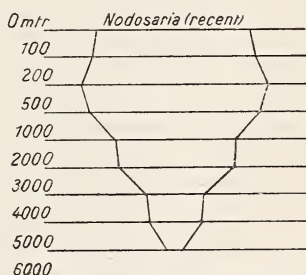
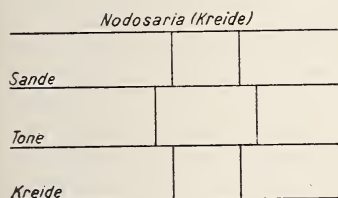
In vollem Einklang mit diesem Resultat steht die geographische Lage des Beckens. Nach Westen geht die Kreide in Schichten über, die dem blauen und grünen Schlamm analog sind und weiter in reine Schelfablagerungen. Auch

im Norden, am südlichen Ural, ist die Küstennähe zu konstatieren. Im Südosten, am Aralsee, liegen benthogene Sedimente — Bryozoen und Lithothamnienriffe. Die Schreibkreide der *Lanceolata*-Zone ist als pelagischer Kokkolithschlamm aufzufassen.

Ein eingehendes, methodologisch sehr interessantes Kapitel widmet Verf. der Frage nach der Tiefe des *Lanceolata*-Beckens. Die Lösung dieses Problems ist mit erheblichen Schwierigkeiten verbunden, da gleich zu Anfang gesagt werden muß, daß die Homologie von Sedimenten noch nicht als Beweis für gleiche Sedimentationstiefe anzusehen ist; gewöhnlich gilt ja als obere Grenze der pelagischen Sedimente eine Tiefe von 700 m, doch ist von MURRAY (Caribisches Meer) schon bei 300 m Pteropodenschlamm gefunden worden, im Maldive-Archipel sogar bei 62 m. Auch die Entfernung vom Ufer ist nicht beweisend, denn wir wissen jetzt, daß die Breite der Kontinentalsoekel zwischen 60 und 600 km variieren kann. Ferner ist ja gar nicht bekannt, ob zu dieser Periode so scharfe Abfälle der Kontinente wie heutzutage existiert haben, oder ob nicht vielmehr ein allmählicher Übergang vorhanden war. Die Verteilung der Sedimente ist stets von der Verteilung von Land und Meer, vom Klima und von der petrographischen Beschaffenheit der angrenzenden Kontinente abhängig und keineswegs eine direkte Funktion der Tiefe. Das einzig mögliche Kriterium für Tiefenbestimmungen ist die Fauna eines Sedimentes, doch ist auch hier Vorsicht geboten. So ist die Methode CAYEUX's, welcher aus der bathymetrischen Verbreitung der noch heute lebenden Vielzelligen das Mittel nahm, um die Tiefe der Pariser Kreide zu bestimmen, unbedingt zu verwerfen, da oft einzelne Spezies einer Art an ganz verschiedene Tiefen gebunden sind und mit jedem neuen Fund sich der Mittelwert erheblich verschieben kann. Außerdem spielen das Klima, Verteilung von kaltem und warmem Wasser, Strömungen etc. eine sehr große Rolle bei Vielzelligen und machen diese Methode noch unsicherer. Auch die THOMSON'sche Methode, die rezenten Analoga der Kreideformen aufzusuchen und ihre vertikale Verbreitung zu bestimmen, ist fehlerhaft, da man ähnlichen Arten nicht eine ähnliche bathymetrische Bedeutung zumessen darf. Die Fische bilden, wie WOODWARD zeigte, eine Ausnahme. Der einzig mögliche Weg liegt in dem Studium der Foraminiferen. Erstens haben wir bei diesen nicht mit Arten, sondern auch mit Spezies zu tun, die sich oft bis auf unsere Zeit unverändert erhalten haben, zweitens scheinen sie von Temperatureinflüssen wenig abhängig, drittens treten sie auch in fossilarmen Sedimenten oft in großer Menge auf und ihre rezenten Vertreter sind relativ gut erforscht. Es muß allerdings, bevor man ein entscheidendes Urteil abgibt, die Ähnlichkeit in der Verbreitung fossiler und rezenter Formen nachgewiesen werden.

Verf. versucht nun diese verschiedenen Gesichtspunkte auf das beschriebene Becken anzuwenden. Zunächst darf nach den oben aufgestellten Homologien angenommen werden, daß die tonigen und kreidigen Sedimente unter der Schlammlinie, d. h. etwa von 200 m abwärts, abgelagert wurden. Die glaukonitischen Sande nehmen eine Mittelstellung ein. Nach der Größe und Dicke der Austern, die zwar noch beträchtlich, aber kleiner wie in den Sanden ist, kann eine Tiefe von 100 m supponiert werden. In den Tonen und

der Kreide fehlen Anzeichen von Wasserbewegung; die Schalenbruchstücke können hier auf die zerkleinernde Wirkung der Bodenfauna zurückgeführt werden; die Inoceramen haben sehr dünne Schalen — alles das spricht für eine Entstehung in ruhigem Wasser, unterhalb der Schlammgrenze. Die Beweise liefert endlich das Studium der Foraminiferen. Verf. bestimmte gegen hundert Foraminiferenspezies in den drei Faziesbezirken und kam dabei zu folgendem Ergebnis (Tabelle p. 468—471 d. T.): die Zahl der Spezies in den einzelnen Arten ist in den Sanden am kleinsten, nimmt in der tonigen Gruppe allgemein zu, um in der Kreide wieder abzunehmen. So beträgt das Verhältnis Spezieszahl : Artzahl in den Sanden — 3, den Tönen 3,6, der Kreide 3,1. Außerdem herrschen bestimmte Gruppen in den einzelnen Bezirken weit vor: so *Bulimina* in den Sanden, *Textularia* in den Tönen, *Haplophragmium* in der Kreide. Das Studium der Speziesverbreitung rezenter Foraminiferen führt zu einem überraschend ähnlichen Ergebnis: die Spezieszahl ist am höchsten in 500 m Tiefe, nimmt aber von hier nach oben und unten ab. Zwei sinnreiche Diagramme auf Taf. VIII (Erklärung p. 628) des Werkes illustrieren das. Vertikal sind auf dem ersten die drei Faziesbezirke eingetragen, auf dem zweiten die rezenten Meerestiefen bis 6000 m. Horizontal bedeuten Zahlen die einzelnen Foraminiferenarten; zu jeder gehören zwei vertikale Linien, deren Abstand der Spezieszahl in betreffender Tiefe und im betreffenden Sediment proportional ist, also etwa so:



64% der untersuchten Foraminiferen liefern ganz ähnliche rezente Diagramme; fernerhin zeigt Verf., daß alle Arten der Sandfazies auch heute über der Schlammgrenze leben (200 m), ja einige nur auf die geringen Tiefen beschränkt sind (*Valulina allomorphinoides*, *Polymorphina gibba* etc.). In den Tönen herrscht eine Vermischung von Tiefsee- und Seichtwasserformen, in der Schreibkreide verschwinden die letzteren. Es scheint mithin bewiesen, daß die Tone in Tiefen von unter 200 m bis etwa 500 m abgelagert wurden, die Kreide noch tiefer, bis etwa 1000 m. Auch die Untersuchung der Vielzelligen widerspricht diesem Ergebnis nicht. Die Paläogeographie des *Lanceolata*-Beckens stellt sich folgendermaßen dar: es bildete einen Golf des südlichen Kreidemeeres, dem Umfang nach etwa dem Golf von Mexiko entsprechend; die Uferlinie wird durch die seichten Ab-

lagerungen der Gouvernements Saratow und Pensa und am Aralsee angegeben. Die Schlammlinie lag am Ostufer etwa auf dem Meridian von Pensa, rückte indessen später infolge einer Hebung nach Osten vor, wie Lagen von blauem Ton in der Kreide zeigen. Die Mitte des Beckens war von Kokkolithschlamm erfüllt und besaß Tiefen bis zu 1000 m. Die reiche pelagische Kalkfauna deutet auf ein subtropisches Klima. Zu Beginn der *Belemnitella americana*-Zeit begann ein Seichterwerden des Beckens; der Ablagerung des Tertiärs ging eine präpaläocäne Erosion voran (Karte p. 435 d. T.).

Eine petrographische Untersuchung der übrigen Kreidestufen führt den Verf. zu einer Unterscheidung von 4 Ablagerungstypen; es sind das sandige, tonige, kalkige Sedimente und endlich jene Gruppe von kieseligen Gesteinen, die von CAYEUX mit dem Namen „gaize“ bezeichnet wurde. Diese bestehen aus Mineralbruchstücken, Resten kieseliger Organismen und aus einem Zement, welches rein kieselig oder kieselig-tonig, oder auch kieselig-kalkig sein kann; es muß dabei unterschieden werden, ob das primäre Sediment ein Sand, Ton oder Mergel gewesen ist. Die Herkunft der Kieselsäure leitet Verf. z. T. aus den hangenden Schichten ab, z. T. soll sie von der Auslaugung der Kieselorganismen des Gesteins selbst stammen. Wenn auch besonders die geographischen Daten für diese tieferen Stufen noch recht lückenhaft sind, so lassen sich doch für die meisten besprochenen Schichten rezente Homologa finden. So sind die sandige Basis der *Brongniarti*-Zone, die dazu gehörenden Inoceramenkalke und das unterste Senon als Schelfablagerungen anzusehen. Bei den ersten deutet die Größe und Abrollung der klastischen Bestandteile, bei den zweiten Dicke und Umfang der Inoceramen auf Ablagerung in bewegtem Wasser hin; auch die *Avicula tenuicostata*-Zone enthält ähnliche benthogene Kalke. Zu Schelfablagerungen gehört auch ein großer Teil der *Inoceramus Pachtii*-Zone, während die Tone dieser Schichten und der *Avicula*-Zone ihrer großen Ähnlichkeit mit den *Lanceolata*-Tonen wegen als halbpelagische Sedimente aufzufassen sind. Halbpelagisch sind auch die Mergel im unteren Teil der *Pachtii*-Zone und ein Teil der Mucronatenschichten, denn neben zahlreichen Kokkolithophoriden führen sie gröbere klastische Bestandteile, Glaukonit und ein reiches Benthos. Hierher gehört aus demselben Grund die Kreide der *Involutus*-Schichten, während die fossilere turone Kreide rein pelagisch sein kann.

Diese Ergebnisse erlauben die paläogeographische Geschichte der besprochenen Gegend zur oberen Kreidezeit in gewissen Grenzen zu ermitteln. Das cenomane Meer war ein verhältnismäßig geringes, flaches Becken, welches im Westen mit dem offenen Ozean kommunizierte. Nach der Ablagerung der *Exogyra conica*-Schichten entstanden große Veränderungen, das Meer griff weit nach Norden über und die Tiefe des Beckens nahm zu. Petrographisch ist die Grenze nicht besonders scharf, nach oben zu nimmt bloß die Menge des größeren klastischen Materials ab. Dagegen ist der Wechsel cenomaner und turoner Faunen sehr auffallend und bloß in der Grenzschicht tritt eine Art Vermischung beider Formenelemente ein, wobei aber die cenomanen Arten im Gegensatz zu denen des Turon stets ein abgerolltes Aussehen besitzen. Verf. glaubt nicht, daß solche geringe Unterbrechungen notwendig mit einer Regression des Meeres zusammenhängen. Eine größere Transgression genügt nach seiner

Ansicht zur Erklärung des Problems, und eine solche liegt ja bei den Turon-sedimenten, die im Norden auf untere Kreide übergreifen, vor.

Große, in ein Becken neu eindringende Wassermengen bedingen verstärkte Strömungen und wirken naturgemäß auf die noch unverfestigten Schichten im seichten Wasser ein; das feinere, tonige Material kann ausgewaschen werden, das gröbere bleibt liegen und häuft sich scheinbar an. Sind die Ufer, wie in unserem Fall, von feinkörnigen, tonigen Sedimenten zusammengesetzt, kann die Sedimentation lange unterbleiben, bis sie in einer neuen Gleichgewichtslage unter ganz abweichenden Bedingungen wieder beginnt; das Resultat ist ein scharfer petrographischer Sprung. Ähnliches gilt für die Fauna: der alte Formenkomplex stirbt unter den neuen Lebensbedingungen aus, bedeckt den Meeresboden, wo er z. T. zerstört wird. Die neu eingeschwemmten Arten können sich auch nicht sofort an die wechselvollen Bedingungen anpassen und lassen zunächst keine sichtbaren Spuren, bis bei der neu geschaffenen Stillstandslage eine von der alten durchaus abweichende Fauna vom Meere Besitz ergreift. Bei lange währender Transgression sind unter günstigen Bedingungen in der Grenzschicht alte und neue Formen gemeinsam begraben und bilden bei der Untersuchung eine Schwierigkeit, die aber durch den Nachweis ihrer Gleichzeitigkeit mit einem Übergreifen des Meeres und durch obige Überlegung behoben wird.

Es bildete sich als Resultat dieser Transgression ein viel größeres Becken aus, dessen Mitte von pelagischen Sedimenten erfüllt war (fossilleere turone Schreibkreide). Zur Emscherzeit beginnt neuerdings eine Verflachung als Vorbote der eigentümlichen frühsenonen Veränderungen. Wie oben erläutert, greift die *Pacti*-Zone über ältere Schichten bis zum Cenoman über; deutliche Abrasionsmerkmale im Turon und der pelagische Charakter der *Brongniarti*- und *Involutus*-Zone machen es aber wahrscheinlich, daß diese früher eine weitere Erstreckung hatten. Da Turon und Emscher nur in der Gegend von Saratow fehlen, südöstlich und nordwestlich aber erhalten sind, nimmt Verf. an, daß im Frühsenon eine flache, N.—W. streichende Antiklinale entstand, die sehr wohl zu den übrigen Dislokationen des Gouvernements Saratow paßt. Am Scheitel dieser Aufwölbung gerieten Turon und Emscher in die Zone bewegten Wassers und wurden abgetragen, an den Flanken blieben sie erhalten (Skizze p. 537 d. T.). Damit stimmt auch überein, daß gerade dort, wo die betreffenden Schichten fehlen, die *Pacti*-Zone die geringste Mächtigkeit besitzt: an der sich bildenden Untiefe konnte sich nur das gröbere Material ablagern, die feineren Partikeln wurden abgeschwemmt. Das verflachte Becken füllt sich mit neuen Kolonien von Inoceramen und Schwämmen, die Tiefseeformen sterben aus. Es sei hierbei erwähnt, daß die Schwämme im südostrussischen Becken stets nur in den Sedimenten in großer Menge auftreten, die unweit von der Schlammlinie (200 m) abgelagert sind; sie können also keineswegs als Beweis für tiefe See angesehen werden, wie das noch z. T. geschieht. Das Untersenon brachte eine allgemeine Verflachung und Verkleinerung des Beckens mit sich, die in der *Mucronata*-Zeit ein Maximum erreicht. Später erst begann die große Absenkung südlich von Saratow, wahrscheinlich an einer schon aus dem Paläozoicum bekannten tektonischen Hauptlinie. Die Bodenbewegungen zur oberen

Kreidezeit sind auf einer Skizze p. 539 des russischen Textes dargestellt: die obere bezieht sich auf den nördlichen, die untere auf den südlichen Teil des Gouvernements Saratow.

Ein besonderes Kapitel wird den Mineralien des Meeres — Phosphorit und Glaukonit gewidmet. Für den ersten wird zunächst eine große petrographische Ähnlichkeit mit rezenten Phosphoriten von der Agulhasbank im südlichen Atlantischen Ozean festgestellt. Auch die Verbreitung ist ähnlich; die Phosphorite erscheinen rezent in den Ablagerungen des Kontinentalabfalles, besonders im grünen Schlamm, während sie in der Kreide hauptsächlich in den homologen glaukonitisch-tonigen Schichten verbreitet sind. Bezeichnend ist fernerhin, daß die Phosphorite als kompakte Lage an der Basis des Turon und im Untersenon auftreten, d. h. in Zeiten intensiver Meeresverschiebungen — ein Zusammentreffen, das keineswegs vereinzelt dasteht und auf einen genetischen Zusammenhang hindeutet. MURRAY und PHILIPPI haben darauf hingewiesen, daß die Phosphorite der Agulhasbank Einschlüsse faziell verschiedener Sedimente enthalten, eine Erscheinung, die sie dadurch erklären, daß die Bildung der Phosphorite sich über eine längere Zeit erstreckte, während der der Meeresboden sich abwechselnd hob und senkte, wodurch die sich bildenden Phosphoritkonkretionen in den Sedimentationsbereich petrographisch verschiedener Schichten gelangten. Ganz ähnliche Erscheinungen hat Verf. auch beobachtet und gibt eine ähnliche Erklärung der kompakten Phosphoritlagen: sie fallen genetisch in die Zeit größerer Meeresverschiebungen, wobei die Phosphorsäure wohl mit dem Massenaussterben der Fauna zusammenhängt; Strömungen entfernen das feinere Material, eine Sedimentationsunterbrechung findet statt und erst später hüllen faziell scharf abweichende Sedimente die Phosphoritschicht ein, deren Bildungsdauer sich somit über große Zeiträume erstrecken kann.

Der Glaukonit der oberen Kreide stimmt nach dem Verf. petrographisch vollkommen mit rezentem Glaukonit überein. Bemerkenswert ist, daß der Glaukonit dort besonders häufig auftritt, wo das Sediment viel Quarz, Feldspat und Glimmer enthält; dann stimmen seine Partikel in der Korngröße oft mit diesen Mineralien überein; sie sind oft von Glaukonit umwachsen und durchsetzt, ja es existieren direkte Pseudomorphosen von Glaukonit nach Feldspat. Diese und einige andere Beobachtungen führen Verf. dazu, den Kreideglaukonit als genetisch ident mit dem rezenten aufzufassen, d. h. anzunehmen, daß er auf dem Meeresboden mit dem Sediment gleichzeitig gebildet wurde und also weder als eingeschwemmte, noch als sekundäre Bildung in dem schon verfestigten Gestein zu betrachten ist.

Der letzte Abschnitt der Arbeit ist einer kurzen Monographie der Belemniten der Oberen Kreide Südrußlands gewidmet. Die beschriebenen Formen seien kurz zitiert:

Actinocamax primus ARKHANGELSKY unterscheidet sich von dem ähnlichen

A. plenus durch ein glattes Rostrum und deutliche Lateralfurchen, von

A. propinquus durch ein spindelförmiges Rostrum. Cenoman.

A. intermedius n. sp., dem vorhergehenden ähnlich und wohl genetisch verwandt, doch durch eine Bauchfurchen unterschieden; von *A. plenus*

durch Lateralfurchen, von *A. verus* durch stärkere Zusammenpressung an der Stelle des größten Umfanges zu unterscheiden. Turon—Emscher.

A. propinquus MÖBERG. Turon—Pachti-Zone.

A. mammilatus NILSSON. Mucronata-Zone.

A. Toucasi JANET. Horizont unbekannt.

A. verus MILLER n. var. Pachti- und Tenuicostata-Zone.

A. laevigatus n. sp. von *A. verus* durch Abwesenheit von Furchen und größere laterale Abplattung unterschieden. Tenuicostata-Zone.

Belemnitella mucronata SCHL. Mucronata-Zone.

B. praecursor STOLLEY. Pachti—Tenuicostata-Zone.

B. lanceolata SCHL. Lanceolata-Zone.

B. americana MORTON. Americana-Zone.

B. conica n. sp. Durch eine stark conische Form unterschieden. Horizont nicht sicher.

B. mirabilis n. sp., mit einer auffallend flachen Alveole. Untersenon.

B. curta n. sp., mit sehr kurzem Rostrum. Horizont unbekannt.

Das Vorkommen dieser Formen zeigt, daß sie vertikal nicht sehr weit verbreitet sind und einander im Profil ablösen. Es drängt sich natürlich die Frage auf, ob sie z. T. genetisch verbunden sind oder eingewanderte Formen darstellen. *Actinocamax intermedius* und *A. propinquus* stehen dem älteren *A. primus* sehr nahe und könnten von ihm abstammen. Ob bei *A. propinquus* diese Abstammung direkt ist, oder durch den etwas früher auftretenden *A. intermedius* gegangen ist, bleibt dahingestellt. Bemerkenswert ist, daß diese Reihe durch ein progressives Merkmal ausgezeichnet ist — eine Vertiefung der Alveole bei den jüngeren Formen, genau wie bei der bekannten genetischen Reihe *A. westphalicus*—*granulatus*—*quadratus*. *A. mammilatus* scheint durch *A. Toucasi* ebenfalls mit *A. primus* verbunden zu sein. Als ein fremder Einwanderer erscheint *A. verus*.

Bei den Belemnitellen lassen sich zwei Gruppen unterscheiden, eine mit seichter Alveole und langer Bauchspalte (*Belemnitella mirabilis*, *lanceolata*, *americana*, die andere mit tiefer Alveole und relativ kurzer Bauchspalte (*B. mucronata*, *praecursor*, *curta*, *conica*). Die erste Gruppe kann sehr wohl eine genetische Reihe bilden, welche dann durch die gleiche progressive Vertiefung der Alveole gekennzeichnet wäre, wie einige *Actinocamax*-Reihen. Verfolgt man die Entwicklung dieses Merkmales nach rückwärts, so ist sehr wohl denkbar, daß die ältesten Belemnitellen von *Actinocamax* nicht zu trennen sind. *Belemnitella mucronata* und *B. praecursor* sind vielleicht genetisch verbunden, doch wo und aus welchen Formen sich letztere entwickelt hat, ist zurzeit nicht zu sagen, da sie gleichzeitig in Westeuropa, Rußland und Asien erscheint. (Abbildungen siehe T. IX und X des Werkes.)

Ref. möchte am Schluß bemerken, daß die besprochene Arbeit in bezug auf gründliche Durcharbeitung des enormen Materials, auf übersichtliche Anordnung des Stoffes, auf die z. T. ganz neue Arbeitsmethode und auf das restlose Durchdenken aller Möglichkeiten direkt als Vorbildlich für alle paläogeographisch-oceanographischen Arbeiten gelten kann. **S. v. Bubnoff.**

Asien.

A. Philippson: Reisen und Forschungen im westlichen Kleinasien. III. Heft: Das östliche Mysien und die benachbarten Teile von Phrygien und Bithynien. (PETERM. Mitteil. Erg.-Heft. No. 177. 1913. p. 1—129. Mit 7 Bildertaf. 1 geol. Karte [Bl. 2 der Karte des westl. Kleinasien 1 : 300 000] u. 6 Fig. im Text.)

Der dritte, das östliche Mysien und die benachbarten Teile von Phrygien und Bithynien behandelnde Teil der in rascher Folge erscheinenden Monographie ist besonders reich an geologischen Beobachtungen, die über das im mysischen Olymp bis in die Hochgebirgsregion hinaufreichende Gebiet neues Licht verbreiten.

Im Nordosten Mysiens erhebt sich eine gewaltige geschlossene Gebirgsmauer als WNW. gerichteter Grenzwall über die Becken und Hügellandschaften des westlichen Bithynien; es ist der bithynische oder mysische Olymp (Keschisch-Dag; 2550 m). Nach Osten erniedrigt sich seine Fortsetzung zu Mittelgebirgshöhen, um schließlich gegen Eskischehir, dem bekannten Knotenpunkt der anatolischen Bahn, in dem zentralen Tafelland zu verschwinden. Aber fast auf dieser ganzen Strecke wird der olympische Wall von keinem Flußtal durchbrochen; erst an seinem Ostende, bei Eskischehir, öffnet sich vom Bosphorus und Marmarameer her die Eingangsporte des zentralen Hochlandes.

Der mysische Olymp (Keschisch-Dag, d. h. Mönchsberg) bildet geographisch einen von OSO. nach WNW. streichenden Gebirgswall von 40 km Länge und 10—18 km Breite, der bis 2550 m ansteigt. Er fällt nach N. und S. steil, augenscheinlich an Verwerfungen, ab, einerseits zu der Ebene von Brussa und dem Hügelland, das diese von der Ebene von Inegöl trennt, andererseits zu der 500—1100 m hohen Jungtertiärscholle des oberen Uelfer-Tschai.

Innerhalb des Olympgebirges ist das eigentliche Hochgebirge im Osten zu unterscheiden von dem westlichen (nur bis 1400 m ansteigenden) Teil, dem Vorgebirge PHILIPPSON's, das westlich Brussa mit einer scharfen Ecke in die Ebene vorspringt.

Der mysische Olymp zeigt oben hellgraue Farbe (entsprechend dem vorherrschenden Marmor), unten die bräunliche Färbung des Gneises; die Grenze beider Gesteine steigt nach Osten an; doch erscheint dort noch ein zweiter Marmorzug tiefer unten. Regelmäßige Erosionsrinnen, oben trichterförmig erweitert und im Frühjahr durch Schneestreifen deutlich bezeichnet, kerben diesen steilen Südabhang des großen Berges ein. Vor seinem Fuß breitet sich ein jungtertiäres Tafelland aus, das vom Rhyndakos durchschnitten wird.

Der Kern des eigentlichen Olymp besteht aus Granit und Gneisgranit, welch letzterer von dem Granit wohl nicht zu trennen ist. Doch kommen inmitten dieser Masse auch schieferige Gneise (bei Kyrk-Bunar) vor. Die länglich nach WNW. gestreckte Granitmasse scheint an ihrem Rande allseitig umhüllt zu werden von schieferigen Gneisen, denen hier und da Hornblendeschiefer und kleinere Marmorzüge eingelagert sind; dann folgen weiter auswärts Glimmerschiefer, Hornblendeschiefer, Phyllite und mit diesen Schiefen wechselnd

Marmore. Die Schiefer und zugehörigen Marmore streichen zwischen NW. und WSW. Am Nordabhang bei Brussa streichen sie WNW. und fallen parallel dem Abhang ein. Pegmatitgänge (nach v. FRITSCH auch Diorite) durchschwärmen die Schiefer, aber auch die Granitmasse selbst. Es ist nicht sicher, ob die kristalline Schieferhülle archaisch sei oder kontaktmetamorphisch durch die Einwirkung des Granits aus späteren Sedimenten entstanden ist.

Wohl zu trennen von dieser kristallinischen Schiefer- und Marmorhülle der Granitmasse ist die einheitliche große, geschichtete Marmor- oder Kalkmasse, welche den größten Teil des Hauptkammes bildet. Sie ist halbkristallin, also wohl sicher postarchaisch, und aus gewöhnlichem Kalk metamorphosiert.

Die Gneise, kristallinen Schiefer und zugehörigen Marmore reichen noch über das Gök-Dere nach Westen in das „Vorgebirge“ hinein. In diesem schließen sich Phyllite und weiter westlich Grauwacken und Tonschiefer an.

Das Jungtertiär am oberen Uelfer-Tschai ist zum großen Teile aus grobem Schutt des Olymp und der anderen umgebenden Gebirge zusammengesetzt. Riesige Blöcke treten darin auf. Die Schichten fallen meist flach vom Olymp ab. Bei Tschekirdje endlich (westlich Brussa) sind jungtertiäre Süßwasserkalke, aber vielleicht auch marines Tertiär vorhanden, jedoch sind die Lagerungsverhältnisse nicht aufgeklärt.

Daß der Olymp im Norden, Süden und Osten von Verwerfungen umgrenzt ist, unterliegt nach PHILIPPSON keinem Zweifel. Diese Verwerfungen bilden den Kanal für die heißen Quellen von Brussa und die Ausgangszone zerstörender Erdbeben. Die hohe Lage des Olymp über seiner Umgebung kann nur auf eine junge Hebung an diesen Bruchlinien zurückgeführt werden. Darauf weist besonders auch die morphologische Gestaltung hin.

Demgegenüber trägt aber der Granit im Westen und ganz besonders breit im Norden die auffallende große Terrassenfläche. Diese wellige Fläche kann nur eine Abtragungsfläche sein, die jetzt hoch über ihr Ursprungsniveau gehoben ist, und zwar etwas schief derart, daß sie nach Osten ansteigt. Die Hebung ist hauptsächlich vor die Eiszeit zu setzen, also etwa ins Pliocän¹, da die Spuren der Eiszeit in einem Niveau liegen, wo wir sie in dieser geographischen Breite und in diesem Klima erwarten können. Diese Spuren bestehen aus Karen und Moränenwällen von prächtiger typischer Ausbildung, aber ausschließlich am Nordabhang, der zugleich der feuchtere ist, und zwar in einer Lage, welche die Höhe der gleichzeitigen Schneegrenze auf 2000 m schätzen läßt. Ein wahrscheinlich älteres, aber nicht ganz zweifelloses Kar reicht bis etwa 2000 m hinab. Die bedeutenden Schneemassen, die PHILIPPSON noch Mitte Juni in den Karen fand, zeigen, wie nur eine geringe Verschlechterung des Klimas nötig wäre, um sie von neuem mit kleinen Gletschern zu füllen.

Diese glazialen Formen des mysischen Olymp sind außerordentlich klar und sehr interessant, für die Gestaltung des Berges aber nur von untergeordneter Bedeutung. Es waren nur kleine Gletscher von höchstens 2—3 km Länge, die hier bestanden haben und nicht unter 1900 m Höhe hinabreichten. Die quartäre Schneegrenze lag nach PHILIPPSON bei etwa 2200 m.

¹ Übereinstimmend mit CVIJIC a. a. O.

Die Pässe, die von dem zentralen Hochland nach Brussa und der bithynischen Halbinsel führen, bezeichnen trotz ihrer geringen Höhe eine außerordentlich scharfe Grenze in bezug auf Klima, Landschaftstypus, Vegetation und Kultur: die Grenze zwischen dem feuchten, tief zerschnittenen und dicht bewachsenen pontischen Gebiet und der trockenen Steppenhochfläche des Innern. Diese wichtige Klima- und Landschaftsgrenze folgt von Eskischehir dem Gebirge westwärts bis zum Olymp; aber trotz des Ansteigens des Gebirges in dieser Richtung verliert die Grenze nach Westen an Schärfe, da südlich der Kette die zentrale Hochsteppe in westlicher Richtung ganz allmählich in das feuchte mysische Bergland übergeht. Denn bei dem Fehlen einer trennenden Gebirgsschranke ist die Grenze zwischen dem Steppenhochland Phrygien und dem westlich anschließenden Waldgebirge Mysien verschwommen, und auch die historische Grenze ist hier unsicher; nichtsdestoweniger ist der Gegensatz beider Landschaften ungemein groß.

Südlich der großen Beckenreihe Abuliond—Brussa liegt ein Gebirge von Grauwacken und Tonschiefern, stellenweise auch schwarzen Phylliten, von paläozoischem Habitus, deren Alter freilich nicht sicher bestimmt werden kann. In ihnen liegen Züge und kleinere Partien von schwärzlichem Kalk (z. T. mit weißen Adern), die den Grauwacken unmittelbar zugehören. Das ist aber nicht der Fall bei den größeren Zonen gelblichen und grauweißen dichten Kalksteins, welche das Grauwackengebirge mit dem Streichen SW.—WSW. durchziehen; sie sind zwar in die Grauwacken eingefaltet, aber doch so, daß ihre Überlagerung über dieselben deutlich erkennbar ist. Nur der nördlichste dieser Züge, der den Südrand des Abuliond-Beckens bildet, fällt nördlich wieder unter Grauwacken ein, was aber durch Überfaltung erklärt werden kann. In dem breitesten dieser Kalkzüge, der von Tachtaly bis zum Keltasch bei Kirmasti verläuft, sind an zwei weit voneinander gelegenen Punkten Fossilien der oberen Kreide gefunden worden (Armudalan, Keltasch); er stimmt also überein mit dem Kalkzug nördlich von Abuliond.

Nach SW. wird, westlich des Sindjan-Tschai, diese Grauwacken-Kalkzone unterbrochen von dem Gneis- und Granitmassiv des Tschatal-Dag.

Das Massiv des Tschatal-Dag, das sich zwischen Sindjan-Tschai und Makestos ausdehnt, ist der westliche Parallelzug des Olymp; es besteht im Westen aus einem Granitstock, im Süden und besonders breit im Osten aus schieferigem Gneis, hier und da mit Marmoreinlagerungen. Südlich schließt sich an das Grauwacken-Kalkgebirge das Serpentinegebiet an, das von der Gegend von Beydje bis gegen Kestelek vom Rhyndakos durchschnitten wird.

Südlich dieses Serpentin, des Gneis- und Granitmassivs des Tschatal-Dag und der Grauwacken von Bükdere zieht sich, äußerlich in der Richtung NO.—SW. von Beydje über Odaköi und Kisildere, ein Streifen hin, der einen außerordentlich häufigen Wechsel der vortertiären Gesteine an der Oberfläche aufweist, und zwar: Gneisschiefer, Glimmerschiefer, Marmore (bläulich und weiß), Phyllite, Tonschiefer, Grauwacken, Kalke verschiedener Art. Im SO. wird dieser geologisch „bunte Streifen“ von dem Granitstock von Karaoglan und von dem Kalkgebirge des Kodja-Dag bei Balat begrenzt. Bemerkenswert

ist die in dem ganzen Streifen fast ausnahmslos vorherrschende Streichrichtung der geschichteten Gesteine: W. 15° N.

Das Jungtertiär besteht aus plattigen, dichten gelblichen Süßwasserkalken, weißen Mergeln, grauen Sanden und Sandsteinen und aus Konglomeraten, welche dort rot gefärbt sind, wo sie vornehmlich aus Serpentin- oder Glimmerschiefergeröllen zusammengesetzt sind. Auffallend sind die großen Kalkblöcke im Jungtertiär bei Kestelek und Jenidjeköi. Ein Braunkohlenlager kommt bei letzterem Orte vor.

Das Jungtertiär und die vulkanischen Gebilde erscheinen in unserer Landschaft nicht in größeren zusammenhängenden Decken, sondern in einzelnen eingesenkten Schollen.

Das Gebirgsland Mysiens östlich des Makestos wird reichlich befeuchtet durch die nördlichen Meereswinde, die an den nach Süden allmählich immer höher aufsteigenden Gebirgen ihren Gehalt an Wasserdampf niederschlagen. Dieser Niederschlagsreichtum prägt dem ganzen Lande den Charakter auf: dichte und tiefe Zertalung, verhältnismäßig reiche Bodenkrume und kräftige Vegetation, welche beiden letzteren die geologische Untersuchung sehr erschweren. Scharf grenzt dies Waldgebirge ab am Temnos (Simav-Dag), wo die Oberfläche sich nach Süden zu senken beginnt, gegen die kontinental-mediterrane Landschaft im Osten am Egrigös-Dag und gegen die Hochlands-Steppenlandschaft, der die Gegend von Emed bereits angehört. (PHILIPPSON III. p. 64.)

Die Senke des oberen Simav-Tschai (Makestos, im SO. von Mysien, an der lydischen Grenze) ist verwickelter Entstehung. Soweit man urteilen kann, entstand nach PHILIPPSON zuerst ein Erosionstal in der Richtung der Senke und folgte einer Bruchlinie, welche das alte Gebirge des Temnos (Demirdji und Simav-Dag) nordwärts gegen das Jungtertiär des Uhus und Ak-Dag abschloß. Nachdem dieses Tal eine reife trogartige Form angenommen hatte, sind die tektonischen Einbruchsbecken von Simav, Jeniköi und Sindirgi im Sinne jener älteren Verwerfungslinie in den Boden des Troges eingebrochen, während dazwischen Stücke des Troges stehen geblieben sind. Diese Stücke und die Beckenböden haben dann noch Verschiebungen erfahren, denen zufolge sowohl die Trogstücke als der Beckenboden von Jeniköi von der neubelebten Erosion zerschnitten worden sind. Diese ganze Entwicklung aber liegt in der Zeit nach der Ablagerung und nach der Dislokation des dortigen Jungtertiärs.

Das vortertiäre Faltengebirge gehört im östlichen Temnos und der Umgebung des Simavsees der kristallinen lydisch-karischen Masse an. Es besteht hier aus Gneisen, Glimmerschiefern und Marmoren, mit einem Schichtstreichen zwischen WSW. und SW.

Daran schließt sich westlich und nördlich bis Balat ein Gebiet an, wo kristalline Schiefer (Gneis-, Glimmer-, Chlorit- und Hornblendeschiefer) sowie Marmore wechseln mit mehr oder weniger metamorphosierten Schiefen (Phylliten) und Marmoren sowie endlich Tonschiefen und dichten Kalken von paläozoischem Habitus. Dazwischen treten kleinere und größere Massen von Serpentin, Grünsteinen und rotem Kieselgestein auf. Das Streichen ist im allgemeinen WNW. Der Alatscham-Dag ist ein größeres, zusammenhängendes Gebiet von kristallinen Schiefen, während südlich von Balat eine größere

Serpentinmasse auftritt. Diese ganze Zone wird im Osten begrenzt oder unterbrochen von dem lang N.—S. gerichteten Granitzug des Egrigös-Dag.

Der südöstlichste Abschnitt des mysischen Berglandes ist gekennzeichnet durch den Granitzug des Egrigös-Dag. Mit etwa 37 km Länge und 3—10 km Breite zieht er von Norden nach Süden, leicht halbmondförmig gekrümmt, mit der Öffnung des Bogens nach Osten. Er ist umgeben von einem schmalen Rand von Gneisen, Glimmer- und Chloritschiefern, in welche kleinere Marmorzüge eingeschaltet sind; darum liegt ein breiterer Marmorrand, der im NO. bei Egrigös und im SW. nördlich von Nascha ansteht. Die Schichten dieser Hülle streichen ungefähr der Umgrenzung des Granitzuges parallel.

Der Granitrücken des Egrigös-Dag bildet eine scharfe Grenze zwischen dem peripherischen, stark gegliederten Landschaftstypus im Westen und der einförmigen, zentralen Plateaulandschaft des inneren Hochlandes; die Grenze prägt sich in morphologischer Beziehung ebenso wie auch in Vegetation und Kultur aus.

Auf beiden Längsseiten ist dieses lange Granitgebirge von Jungtertiär umgeben. Im SW., gegen das Simavbecken hin, liegt Feldspatbasalt in zwei durch eine Geröllschicht geschiedenen Decken; weiter nordwärts folgt die vom Verf. nicht besuchte Jungtertiärscholle des Inekullar-Tschai. Die breite Abtragungsfläche gegen das Simavbecken, die wir oben erwähnt haben, verläuft am Rande des Gebirges in 1000—1100 m Höhe über Glimmerschiefer, Basalt, Marmor hin; gegen den Inekullar-Tschai scheint eine ähnliche Fläche von etwa 900 m den Fuß des Gebirges zu begleiten.

Im Osten des Granitgebirges breitet sich die Jungtertiärlandschaft von Emed aus, die sich weit nach Osten gegen Kutahia hin erstreckt. Das Jungtertiär besteht an dem Wege, der sich nur höchstens 7 km vom Rande des Granits entfernt, aus Süßwasserkalken, z. T. plattig und mit schwarzen Hornsteinknollen, auch Süßwasserkonchylien und Pflanzenreste enthaltend, Kalkschiefer, Mergelkalk, Kalktuff, grauem und weißem Sandstein, vulkanischen Tuffen, Sand, Konglomerat und Schotter. Letztere beide treten besonders als oberer Abschluß des ganzen Systems auf und sind dann zuweilen rot gefärbt. Sie liegen bei Hammam diskordant über den gefalteten Mergeln; da sie aber auch stark geneigt sind, gehören sie wohl noch zum Jungtertiär, nicht zum Quartär. Einzelne kleinere Andesitstöcke und -gänge durchsetzen das Jungtertiär.

Das Jungtertiär ist bei Tokat steil gefaltet, mit der Streichrichtung N. 35° W., d. i. parallel zur dortigen Granitgrenze.

Trotz der Störungen des Jungtertiärs, die sich nach Osten allmählich zu verlieren scheinen, ist die Oberfläche die eines Plateaus, das eine Höhe von 1000—1100 m besitzt, östlich Emed in einer vom Egrigös-Dag deutlich sichtbaren flachen und breiten Einmuldung bis auf etwa 800 m sinkt, dann aber nach Osten und besonders nach SO. wieder höher ansteigt. Die Oberfläche ist also eine Abtragungsfläche, die jünger ist als das dortige Jungtertiär und seine Störungen, andererseits aber, wie es scheint, wieder von noch jüngeren, einfachen, sanften Dislokationen betroffen worden. Der Granitzug, und besonders der Egrigös-Dag selbst, ragt über diese Abtragungsfläche auf. Ob er

ein „Monadnock“ ist, d. h. ein von der Abtragung verschonter Rest, oder an ganz jungen Dislokationen über die Abtragungsfläche gehoben wurde, läßt sich nicht entscheiden.

Die Grenze der 30 km breiten Serpentinzone gegen die kristallinen Schiefer und Kalke, welche den Egrigös-Granit umhüllen, wird bei Tschobanlar durch einen blauen, konglomeratischen Kalkstein gebildet, welcher jenen älteren Gesteinen aufliegt, selbst aber mit alten Tonschiefern wechsellagert, also wohl paläozoisch ist; darüber folgen dann ebensolche Tonschiefer in Wechselagerung mit Grünsteinen, Grünschiefern, roten Hornsteinen, die dann allmählich in den Serpentin übergehen.

Der Serpentin wird diskordant überlagert vom Jungtertiär, das an verschiedenen Stellen die gewöhnlichen Süßwasserkonchylien des kleinasiatischen Tertiärs sowie Blattabdrücke, auch Braunkohlenflöze enthält.

Bemerkenswert ist, daß hier, wie überhaupt auf der ganzen Strecke vom Egrigös-Dag bis Brussa, keine Spur der jungvulkanischen Gesteine gefunden wurde. Es zeigt sich also, daß die Faltung in Dagardi lokal noch bis mindestens ins Pliocän fortgedauert hat, und zwar in sehr intensiver Weise (p. 38).

Andesitische Laven sind innerhalb des Tertiärs des oberen Makestos vorhanden, ebenso in Verbindung damit Kieselgesteine; von diesen überwiegen bei weitem Dazit und Rhyolith. Dieses letztere kieselsäurereiche Eruptivgestein lagert zwischen dem Jungtertiär und seinen Tuffen, besonders aber über demselben, und dann oft diskordant als flache Decke über dem aufgerichteten Tertiär. Der Rhyolith ist also zum großen Teil jünger als die hier auftretenden tertiären Ablagerungen; es scheint demnach, daß er auch bedeutend jünger ist als der Rhyolithuff des unteren Makestostales. Die rhyolithischen Eruptionen entsprechen also wahrscheinlich nicht einer besonderen Zeit der vulkanischen Tätigkeit, sondern einem bestimmten geographischen Gebiet. Die Tafelberge, in welche die Rhyolithdecken zerschnitten sind, sind morphologisch für große Teile unserer Landschaft bezeichnend. Noch jünger ist der Trachyt, welcher im Gipfel des Ak-Dag und wohl auch bei Afiun-Karahissar den Rhyolith überlagert.

Afiun-Karahissar bietet eines der eigenartigsten, man möchte sagen unwahrscheinlichsten Städtebilder dar, namentlich wenn man es von der östlichen Ebene aus betrachtet. Mitten aus dem ausgedehnten Meere eng aneinander gebauter niedriger grauer, meist flach gedeckter Lehmhäuser und weißer Moscheenkuppeln und Minarehs springt ein jäher, nahezu senkrechter Felspfeiler etwa 200 m hoch (1220 m ü. M.) in die Höhe, unvermittelt, ohne erhebliche Schutthalden am Fuß, scheinbar ganz unersteiglich. Keine Spur von Erde oder Schutt an den absolut kahlen Wänden, die durch die unregelmäßige Klüftung des Trachytes in grobe Wülste oder hier und da auch pfeilerartig gegliedert sind. Das kleine Gipfelplateau aber wird umgürtet von der Ringmauer einer mittelalterlichen Festung, von der auch noch andere Baureste oben erhalten sind. Ein in den Felsen gehauener schwindliger Treppenweg führt hinauf.

Die Bahn durchschneidet zuerst die Ebene von Afiun-Karahissar, dann zwischen den beiden Stationen Hammam Glimmerschiefer. Bei Ischanie sind

Schotter angeschnitten. Vor Düver sieht man horizontalen Tuff, in Felsfeiler verwittert und mit Felsgräbern. Dann folgt das lange, gewundene Engtal des Aktschemesdjid-Su, das in Marmor und Phyllit (Str. W.) eingetieft ist.

Für das Jungtertiär scheint sich im Süden von Kutahia aus den zerstreuten Beobachtungen folgendes Normalprofil zu ergeben, und zwar von oben nach unten:

4. Rote Schotter oder roter, halbgerundeter Schutt.
3. Plattiger, dichter Kalk, z. T. mit Chalcedonknollen, oder mit Brocken und Geröllen von Hornstein u. a. Süßwasserschnecken und *Unio*; stellenweise als Kalktuff ausgebildet. In diesem Komplex eingelagert der Basalt nördlich von Gedis.
2. Weiße oder graue Sande oder Sandsteine, Schotter, Mergel (diese z. T. bläulich). Statt dieser stellenweise roter Schotter und rote Sandsteine, wo das Material vornehmlich von Grünstein und rotem Kieselgestein herrührt.

In dieser Gruppe Andesit von Gedis, Tuffe, verkieselte Tuffe von Schabhane.

1. Flyschartiger grauer und gelber Sandstein, mit Pflanzenresten; Einlagerungen von Süßwasserkalk, Konglomerat, Andesit, verkieseltem Tuff.

In dem ganzen System, mindestens in 1—3, scheint konkordante Schichtenfolge zu herrschen.

Die Gebirge über der Hochfläche im Süden von Kutahia zerfallen in zwei Typen. Die westlichen sind noch nach der Ausbildung der Abtragungsfläche beträchtlich gehoben worden und haben Teile dieser Fläche mit sich in die Höhe getragen, auch Tertiärschollen mit hinauf gezogen; die östlichen scheinen dagegen niemals eingeebnet worden zu sein, sondern als „Monadnocks“ über der Hochfläche emporgeragt zu haben und seitdem gegenüber der Hochfläche unbewegt geblieben zu sein. Daher besitzen diese letzteren Gebirge alte, reife Formen; es sind sanfte Rücken und Kuppen, aber ohne Rumpfebenen. Dagegen sind die westlichen gehobene Rumpfschollen, die erst von den Flanken aus von jungen Tälern angeschnitten werden. Beide Typen aber sind rundliche oder längliche Gebirgsinseln, deren horizontale Umrisse meist in keinem Zusammenhang mit dem Streichen ihrer Faltung stehen.

In den Tertiärschollen aber sind andererseits zahlreiche Ebenen um 100—200 m eingesenkt, deren fruchtbarer Boden die Kulturzentren bildet. Bei ihnen ist jedesmal die Frage nach tektonischer oder erosiver Entstehung bei dem unvollkommenen Zustand der Erforschung schwierig zu beantworten. Für erosive Entstehung spricht das gleichartige Verhältnis des Niveaus ihres Bodens zur Hochfläche und zur Tiefe der Talböden.

Vollkristalline Schiefer (Gneisschiefer, schwarze Glimmerschiefer), aber auch Phyllite, scheinbar über Marmoren lagernd, bilden das kleine Elmalygebirge im SO. von Kutahia; Marmore, Gneisschiefer, Chloritschiefer setzen westlich davon die Gebirge um Abia und den Djibrail-Dag zusammen, und zwar überwiegen die Marmore.

Während diese vollkristallinen Gesteine möglicherweise archaisch sind, werden sie an Verbreitung übertroffen von Schiefen und Kalken, die jedenfalls jünger, aber in sehr verschiedenen Graden metamorphosiert sind und so alle möglichen Übergänge von kristallinen zu gewöhnlichen Sedimentgesteinen aufweisen.

Das Jungtertiär lagert im Pursaktal nördlich von Kutahia an der Grenze dem alten Schiefergebirge auf und seine Schichten steigen gegen dasselbe in die Höhe. Bald bilden die Schiefer eine Antikline und fallen dann NO.; darüber lagert dunkler Halbmaarmor mit weißen Adern und Zwischenlagen von Schiefen; er steigt allmählich zur Talsohle hinab und sinkt hier unter Serpentin (nebst Gabbro und Diorit), bei dem Gehöft Beschdeirmen und der Mündung eines linken Nebentals. Bei dem Gehöft ist eine Höhe terrassiert, als ob sie eine alte Siedlung getragen hätte. Über dem Serpentin folgt nun wieder Jungtertiär, welches, in flache Falten gelegt, noch zweimal den Serpentin unter sich hervortreten läßt. Aber über alle diese Gesteine und ihre Faltungen geht die Hochfläche von 1100—1200 m Meereshöhe ungestört hinweg! Hier ist es ganz deutlich, daß sie eine Abtragungsfläche ist, jünger als die dortigen Tertiärablagerungen und ihre Störungen.

Nutzbare Mineralien sind im östlichen Mysien nicht allzu weit verbreitet. Der Meerschäum ist wasserhaltige, kieselsaure Magnesia (wie der Serpentin selbst, nur reicher an Kieselsäure als dieser) und begleitet ebenso wie Chromit und Magnesit den Serpentin. Während aber die beiden letzteren im anstehenden Serpentin vorkommen, erscheint der Meerschäum nur in Serpentin Konglomerat. Er hat sich hier durch Umwandlung der Serpentinergölle gebildet.

Die Chromitgrube von Alabarda, einem kleinen Dörfchen der Umgegend oder auch kurz die Grube von Dagardi genannt, liegt im einsamen, dürtigen Kiefernwald (712 m). Sie wird nur im Sommer bearbeitet und das Erz nach der etwa 70 km entfernten Eisenbahnstation Kutahia gebracht. Eine Anzahl anderer Gruben auf dasselbe Erz finden sich in dem ganzen Serpentinegebiet zerstreut; denn der Chromit (Chromeisen) ist ein gewöhnlicher Begleiter des Serpentin.

Das Werk von Alabarda besteht aus drei nahe benachbarten Tagebauten. Der erste Tagebau, an den sich einige kleine Stollen und Schächte anschließen, bearbeitet eine Chromitlinse von 50 : 60 m Ausdehnung, im Mittel 15 m mächtig; der zweite eine etwas kleinere Linse (Richtung W. 16° N.). Diese Grube bietet die besten Aufschlüsse. Der Chromit liegt als bläulichschwarze Masse im Serpentin, in welchen Adern des Chromit abzweigen, während andererseits kleine Adern und Knötchen von Serpentin sich im Chromit finden. Das Gestein, besonders der Serpentin, ist stark gequetscht.

[Wichtig ist, abgesehen von den erwähnten Erzen, der im Centralbl. f. Min. etc. von BAUER beschriebene edle Opal von Simav, der in den jungen Rhyolithen vorkommt. Ref.]

Frech.

Nordamerika.

Der Gebirgsbau der canadischen Cordilleren nach dem Guide Book No. 8 des XII. Geologenkongresses — issued by the Geological survey of Canada, 1913. Transcontinental Excursion. CI. Toronto to Victoria and return via Canadian Pacific and Canadian Northern Railways. 3 Teile. p. 1—386.

a) Bis Winnipeg (Canadischer Schild und Große Ebenen) von A. P. COLEMAN, A. L. PARSONS, A. E. BARLOW, W. L. UGLOW, A. MAC LEAN.

b) Westliches Hochgebirge (Cordilleren-System) von D. B. DOWLING, REGINALD A. DALY, JOHN A. ALLAN, CHARLES W. DRYSDALE, CHARLES CAMSELL, CHARLES H. CLAPP.

Unter den aus Anlaß des XII. Geologenkongresses in Toronto herausgegebenen geologischen Führern beansprucht das vorliegende Guide Book No. 8 besonderes Interesse. Nach gemeinsamem Plane, aber aus der Feder verschiedener erfahrener Beobachter, wird zuerst von jedem natürlichen Gebiet eine kurze, von einer Schichtentafel begleitete Übersicht gegeben, der die Schilderung der an den verschiedenen Bahnlinien — vor allem der Canadischen Pacific-Bahn — sichtbaren Aufschlüsse und Fernsichten folgt. Zahlreiche geologische Karten, photographische Aufnahmen und Profile erhöhen die Brauchbarkeit dieser einen vollständigen Durchschnitt des Kontinentes von Ontario bis Vancouver enthaltenden Darstellung. Das folgende Referat beschränkt sich auf die Cordilleren, doch hat der Ref. andererseits versucht, auf Grund früherer Reisen die canadischen Hochgebirge mit ihrer südlichen Fortsetzung zu vergleichen. Während zwischen dem Cordillerensystem Mexikos und dem der Union nur im Westen ein direkter Zusammenhang besteht, sind die Beziehungen des letzteren zu dem Norden sehr eng: die einem Breitengrade folgende politische Grenze entspricht nirgends einer natürlichen Trennungslinie. Die canadischen Cordilleren werden von R. DALY (p. 116) — ähnlich wie ihre südliche Fortsetzung — in vier größere Einheiten geteilt:

- I. Die eigentlichen Rocky Mountains (die jedoch nicht die unmittelbare Fortsetzung der Front Range in Colorado bilden);
- II. die Inneren Ketten (Middle oder Interior Ranges), d. h. die Purcell-, Selkirk-, Columbia- und Cariboo-Berge;
- III. die Zone der Inneren Plateaus;
- IV. das Küsten (Coastal = Pacific)-System, bestehend aus der

IV a. Coast Range im N, der Cascade Range im S, und
IV b. der Kette Vancouver—Queen Charlotte Island.

Die Inneren Ketten (II) sind im Süden von Britisch-Columbia besonders breit entwickelt; sie verschmälern sich nach Norden und verlieren andererseits in den Vereinigten Staaten stark an Höhe; sie werden hier in den Staaten Idaho und Washington von jüngeren Lavafluten bedeckt.

A. Schichtenfolge der canadischen Cordilleren.

Die Schichtenfolge ist in dem Durchschnitt der Canadischen Pacific-Bahn ziemlich vollständig. Es fehlt nur Jungtertiär (Pli-Miocän) und Oberkreide (die jedoch die östlichen Foothills aufbaut und wahrscheinlich von den östlichen Ketten durch Denudation entfernt wurde). Jura ist sehr dürftig — nur durch die etwa dem Oxford entsprechenden Fernie shales vertreten, da das Hinaufreichen der „Nicola group“ in den Lias nur aus allgemeinen Gründen vermutet wird. Am mächtigsten ist das Carbon, Cambrium und Prä-cambrium ausgebildet. Die Gesamtmächtigkeit ist enorm und beträgt einschließlich 7620 m vulkanischer (meist dem Unter-carbon, der Trias und dem Alttertiär angehörenden) Massenergüsse etwa 41 km. Allein die aus Präcambrium und Paläozoicum bestehende Geosyncline der Selkirks ist mehr als 15 km mächtig. Die gewaltigen Ziffern beruhen nicht auf bloßen Schätzungen, sondern vielmehr auf den Messungen verschiedener Beobachter. Doch ist andererseits nur ein Bruchteil dieser kolossalen Mächtigkeitsziffer in jeder einzelnen Gebirgszone vorhanden. Wenn z. B. in der Selkirk-Kette Cambrium und Präcambrium je 7 km Mächtigkeit aufweisen, so ist von diesen uralten Schichten in dem Pacifischen System kaum eine Andeutung wahrnehmbar. Hier beruht vielmehr die gewaltige Gesteinsmächtigkeit auf den Intrusionen und Eruptionen der Jura- und Tertiärzeit und auch die bis 3 km mächtigen triadischen Eruptivdecken der Nicola-Gruppe im Interior-Plateau sind weder in den Rocky Mountains noch im Pacifischen System auch nur angedeutet. Die 41 km mächtigen Schichten liegen also in der gewaltigen Breite des Cordilleren-Gebirges nicht übereinander, sondern gruppenweise nebeneinander. Die deutliche Gliederung der prachtvoll aufgeschlossenen paläozoi-schen und präcambrischen Schichtenblöcke des Ostens zeigt dem aufmerksamen Beobachter, daß die Mächtigkeit schon ursprünglich enorm und nicht — wie in anderen Hochgebirgen — sekundär durch Faltung oder enggestellten Schuppenbau bedingt ist.

Die etwas gekürzte Reihenfolge der Formationen ist¹:

¹ Guide Book No. 8. p. 118—121.

**Die Schichtenfolge der Canadischen Rocky Mountains mit Angabe
der gemessenen Mächtigkeit (in Metern).**

Formation (System)	Stufe
Gegenwart Quartär	Fluß- und Seeablagerungen. Eiszeit. Diskordanz.
Oligocän (?)	Kamloops Ergußgesteine ca. 914 m. Tranquille-Schichten, überwiegend Tuffe, 305 m. Diskordanz.
Eocän	Coldwater-Konglomerate und -Sandsteine des Innern 1524 m. Puget-Gruppe der Küste. Rhyolith-Porphyr. Diskordanz.
Unterkreide	Jackass Mt.-Gruppe und Gruppe der Queen Charlotte Inseln, Sandsteine, Schiefer, Konglomerate. Kootenay-Kohle (und Anthracit), über- und unterlagert von gestreiftem (Ribbed) Sandstein 168 + 305 m. Spence's Bridge Ergußgesteine.
Jura	Fernie-Schiefer der Rocky Mts. 457 m. ? Oberer Teil der Nicola-Gruppe.
Trias	Untere Nicola-Gruppe (basische Ergußgesteine mit Kalk) 3048 m. Boston Bar-Gruppe der Coast Range (Trias?). Diskordanz.
Dyas	Obere Banff-Schiefer 427 m mit <i>Schizodus</i> etc.
Obercarbon	Rocky Mts.-Quarzit (am Minnewanka-See mit <i>Athyris</i> sp. und ? <i>Goniatiten</i>) 244 m. Oberer Banff-Kalk 700 m. <i>Athyris ambigua</i> (Sulphur Mt.) ¹ und <i>Crinoiden</i> kalk (ebenda). Cache Creek-Quarzit und Kalk; basische Ergußgesteine in der westlichen Zone (Belt) 2900 m.
Untercarbon	Untere Banff-Schiefer ohne Versteinerungen 366 m. Untere Banff-Kalke 457 m.
Devon	Oberdevon-Kalk mit <i>Euomphalus</i> cf. <i>crassitesta</i> am Sulphur Mt. („Intermediate limestone“) 548 m. Sawback-Kalk 1128 m.

¹ Mit *Athyris ambigua* am Sulphur mountain ges. von Dr. TILMANN.

Formation (System)	Stufe	
Obersilur	<i>Halysites</i> -Schichten 563 m.	
Untersilur	Graptolithen-Schiefer 518 m. Goodsir-Schiefer 1841 m.	
Obercambrium	Ottertail-Kalk 526 m. Chancellor-Schieferton 1372 m. Sherbrooke-Kalk 419 m. Paget-Kalk 110 m. Bosworth-Kalk 565 m.	
Mittelcambrium	Eldon-Kalk 831 m. Mt. Stephen-Kalkschiefer 196 m, mit reicher Fauna. Cathedral-Kalk 486 m.	
Untercambrium	der Selkirk Mountains (westl.) Sir Donald-Quarzit 1524 m. Ross-Quarzit (oberer Teil) 838 m. Konkordante Lagerung.	der Rocky Mountains (östl.) Mt. Whyte-Sandsteine, St. Piran-Quarzit. Lake Louise-Schiefer 32 m. Fairview-Sandstein 183 m. Lokale Diskordanz.
Jüngeres Prä- cambrium ¹ (Beltian)	Ross-Quarzit (unterer Teil) 762 m. Nakimu-Kalk 107 m. Cougar-Quarzit 3292 m. Laurie-Tonschiefer 4572 m. Illecillewaet-Quarzit 457 m. Moose-Tonschiefer 655 m. Kalk 52 m. Basaler Quarzit 85 m. Diskordanz.	
Älteres Prä- cambrium (Pre-Beltian = Shuswap series)	Adams Lake-Grünstein 3048 m. Tshinakin-Kalkschiefer 1188 m. Bastion-Phyllit etc. 1981 m. Sicamous-Kalk 975 m. Salmon Arm-Glimmerschiefer 548 m. Chase-Quarzit 914 m. Tonkawatla-Paragneis (?) 457 m (Unterkante unbekannt). Gesamtmächtigkeit 41 150 m.	

¹ Ohne die Nachteile des Namens Präcambrium zu verkennen, besitzt er doch jedenfalls den Vorzug, daß er nicht mißverständlich gebraucht werden kann. Angesichts der sonst herrschenden Sprachverwirrung glaubt Ref. an diesem auch in der Lethaea verwandten Namen festhalten zu sollen.

Im Osten des Rocky Mountains-Systems bildet das jüngere Präcambrium („Beltian“), Cambrium und das folgende Paläozoicum bis zur Dyas eine im wesentlichen konkordante Schichtenfolge. In der Selkirk-Kette besteht eine durchgehende Konkordanz der Schichtenfolge, in der Rocky Mountains wird zwischen Cambrium und Präcambrium entweder konkordante Lagerung oder eine schwach ausgeprägte Diskordanz beobachtet. Die Angabe DALY's (Guide Book No. 8. p. 149), daß die in der konkordanten Geosynkline des Ostens gemessene Schichtenmächtigkeit ein Maximum darstelle, erscheint (angesichts der wunderbaren Deutlichkeit der Aufschlüsse) durchaus berechtigt. DALY verfolgt diesen Schichtenblock der Rocky Mountains-Geosynkline vom Staate Colorado bis nach West-Alaska.

Nachträglich und ungleichförmig wurden auf dem alten Gesteinsblock der großen Rocky Mountains-Geosynkline lokale nicht-marine Gesteinsfolgen des Jungmesozoicums und Alttertiär abgelagert. (Siehe Schichtentafel.)

[Nach der — auf eigener Anschauung beruhenden — Ansicht des Referenten hat diese Schichtenfolge des Rocky Mountains-Systems nur geringe Ähnlichkeit mit dem Paläozoicum der Plateauregion von Neu-Mexiko und Arizona. Hier fehlt Mittel- und Untercambrium, während Devon und Silur zurücktreten oder fehlen. Auch im Carbon zeigt das bekannte Profil des Großen Colorado Cañon geringe Ähnlichkeit mit Britisch-Columbia; nur der untere Banff-Kalk entspricht — abgesehen von seiner geringeren Mächtigkeit — dem Red Wall-Kalk, aber unmittelbar darüber lagert der Aubrey-Sandstein, der also nicht mit dem wesentlich höher liegenden Rocky Mts.-Quarzit verglichen werden kann. Daß im Großen Becken diese Schichtenmassen nur durch Brüche disloziert, in Alberta und Britisch-Columbia aber teilweise durch Faltung und schwache Überschiebungen überwältigt wurden („Schuppenblöcke“), läßt sich aus der abweichenden Härte und Mächtigkeit erklären.

Im Süden der Union sind die harten Kalke und Sandsteine sehr mächtig, die zwischengelagerten Schiefer sind kaum angedeutet. In Alberta kommen die Schiefer dagegen den Kalkhorizonten nahe; der untere Banff-Kalk mißt z. B 437 m, der untere Banff-Schiefer 377 m. Das gemischte Schichtensystem unterlag also im Norden der Faltung, während die massigere südliche Fortsetzung nur durch Brüche disloziert wurde. Ref.]

Im Gegensatz zu dem hohen aus dem älteren Präcambrium bis über den Schluß des Carbons hinausreichenden Alter des Rocky Mountains-Systems umfaßt das Pacifische Gebirgssystem (Coastal Mts. System DALY¹) Gesteine, die aus dem Obercarbon bis in den

¹ DALY, Guide Book No. 8. p. 150. Auch in DALY's Nomenklatur entspricht jedoch das „Coastal system of mountains“ der „Main Pacific Geosynclinal“; ich halte an dem letzten Namen fest.

Jura reichen. Zu diesem jüngeren System gehört die Küstenkette von Alaska und Britisch-Columbia, die Vancouver-Kette und die Olympic Mts. in Washington, die von Britisch-Columbia durch Washington nach Oregon und California reichende Cascade Range sowie die Sierra Nevada Californiens mit ihrer Fortsetzung in der Halbinsel Niedercalifornien. Die Sedimente wurden in einer breiten und lang ausgedehnten pazifischen Geosynkline¹ abgesetzt und zeigen verschiedene regionale Unregelmäßigkeiten; die terrigenen Sedimente entstammen dem Osten.

B. Phasen der Gebirgsbildung.

Der Zeitpunkt der ersteren schwächeren Gebirgsbewegungen in den canadischen Rocky Mountains scheint etwa in den Anfang der Kreidezeit zu fallen². Der Absatz der etwa dem Wealden entsprechenden mächtigen Sandsteine, die den marinen Oberjura überlagern, deutet auf energische Erosion, während die ebenfalls nichtmarinen Kohlenlager der Vorkommen von Anthracite und Bankhead einer ruhigeren Episode entsprechen. Auch die gewöhnlich mit dem europäischen Cenoman verglichenen Dakota-Sandsteine der Foothills sind noch ziemlich mächtig (fast 300 m) und deuten mit ihren Kohlenschmitzen auf Absatz im Süßwasser hin. Erst mit den etwa dem Turon entsprechenden Benton-Schichten (mit *Prionocyclus Wollgarei*) beginnt die (nur durch etwa unterenone brackische Belly River-Sandsteine unterbrochene) Herrschaft des Oberkreidemeeres in den Großen Ebenen.

Die erste energische Erhebung der Rockies gehört dem Ende der Kreidezeit (dem europäischen Danien) an. Die Bedeutung dieser wahrscheinlich lange währenden „Laramide-Revolution“ erhellt daraus, daß von Britisch-Columbia bis Nord-Mexiko (Coahuila) die marine Oberkreide durch eine teils aus brackischen, teils aus Süßwasserschichten und Kohlen bestehende Entwicklung überlagert wird³.

¹ Vergl. Anm. 1 auf p. -484-.

² DOWLING, Guide Book No. 8. p. 84, 86.

³ In Süd-Saskatchewan werden die auch hier früher als Laramie bezeichneten Bildungen in eine untere brackische und eine obere Süßwasserstufe geteilt. Die Maximalmächtigkeit übersteigt in Zentral-Alberta 200 m. In Süd-Alberta wird eine Dreiteilung versucht; die unteren Schichten sind brackisch (mit *Corbicula occidentalis*, *Unio Danae*, *Ostrea glabra*, *Panopaea simulatrix*. Guide Book No. 8. p. 91), die oberen rein kontinental und kohlenführend. Auch weiter südlich bis Las Esperanzas bei Laredo in Nord-Mexiko ist eine ähnliche Entwicklung nachweisbar; es liegt also kein Grund vor, für canadische Schichten einen neuen Namen (Edmonton) statt Laramie (etwa = Danien) einzuführen. Es ist in erster Linie dieses Aufstellen neuer, wenig oder gar nicht begründeter Lokalnamen, die das Studium der amerikanischen Geologie erschwert. Ref.

Die westlichen, der heutigen Wasserscheide entsprechenden Rocky Mts. wurden früher gebildet als die östlichen Ketten mit ihren nach O gerichteten Blockschuppen. Die lange Dauer der ersten Gebirgsbildung und die Energie der gleichzeitig einsetzenden Abtragung wird besonders durch die über 1700—1750 m betragende Mächtigkeit der oberen Laramie-Schichten in Süd-Alberta und Saskatchewan erwiesen¹. Die Gebirgsbildung setzte noch in das zweifellose Eocän fort, da die jüngsten grobkörnigen Sandsteine und Konglomerate des Gebirgsvorlandes in Saskatchewan oligocäne Säugetierreste enthalten.

Eine zweite allgemeine Gebirgserhebung des ganzen Rocky Mts.-Systems wird dem Pliocän zugeschrieben (das ebensowenig wie das Miocän durch Versteinerungen vertreten ist. Guide Book No. 8. p. 86, 92).

Die Eiszeit hat die seit dem Pliocän aufgehäuften Schuttmassen der letzten Erhebung großenteils wieder beseitigt. Um welche Materialmengen es sich handelt, zeigt am besten die von der Oligocänbasis aus eingeschnittene Erosionsschlucht des Saskatchewan river im Norden der Cypress hills (Alberta); hier hat sich der heutige Fluß durch horizontales Laramie (s. lato) bis 608 m tief eingesägt (Guide Book No. 8. p. 86).

C. Übersicht der einzelnen Gebirgszonen.

I. In der Hauptzone der Canadischen Rocky Mountains (Guide Book No. 8. p. 82) ist eine stärker gestörte östliche (a) und eine schwächere dislozierte aber höhere westliche Unterzone (b) zu unterscheiden; in der letzteren wiegen präcambrische und cambrische Gesteine, in der ersteren paläozoische Kalke, Kalkschiefer und Schiefer vor.

a) Die östlichen oder äußeren Ketten bestehen aus mittlerem und älterem Paläozoicum, über denen die weicheren Jura- und Kreidgesteine durch Denudation entfernt sind. In den weniger hohen Foothills bilden dagegen diese jüngeren Gesteine noch die Oberfläche. Die einseitig und schwach nach W geneigten Schichtenblöcke der östlichen Ketten sind nach O verschoben und bestanden wohl ursprünglich aus schräg geneigten Antiklinen, die in der

¹ Diese obere Laramie- — neuerdings als „Paskapoo“ — bezeichneten Schichten enthalten *Unio Danae* (wie im „Edmonton“) *Sphaerium formosum*, *Limnaea tenuicostata*, *Goniobasis tenuicarinata*, *Campeloma productum*, *Vivipara leai*, *Valvata filosa*. (Guide Book No. 8. p. 86, 92.) Ob man diese obere Laramie — wie es neuerdings geschieht — schon dem Paleocän zurechnet, bedingt für die Auffassung der obersten Kreide und der Kreidegrenze angehörenden, einer fast 2000 m mächtigen klastischen Schichtenmasse entsprechenden Laramide-Revolution keinen Unterschied. Ref.

Achse durchgerissen wurden. Die Neigung der Überschiebungsflächen ist, ebenso wie die der Schichten, nach W gerichtet. Die Überschiebung des Außenrandes des Gebirges ist in Montana¹ noch recht bedeutend, ändert aber in Canada ihren Charakter und nimmt nach Norden zu noch weiter ab. In Süd-Alberta überlagert das Carbon die Unterkreide der westlichen Schuppenblöcke und bildet die Livingstone-Kette. Ein besonders bezeichnendes Beispiel der Überschiebung ist hier das Crownsnest-Gebirge, ein Erosionsrest von Paläozoicum über Kreide. Die westlichen Gehänge dieser Schuppenblöcke entsprechen in ihrer Neigung dem Fallen der Schichten und zeigen daher vielfach gleichen Charakter; der Charakter der Ostabstürze, welche den Überschiebungen oder Brüchen folgen, hängt von der Härte des Gesteins ab.

[In der Gegend von Banff (Alberta, an der Canadischen Pacific-Bahn) überschiebt der altcarbonische (Unter-Banff-) Kalk zuweilen (Bankhead) die Unterkreide, oder aber das Oberdevon (Intermediale limestone) die Dyas (Banff Hot Springs). Da die Unterkreide nur durch wenig mächtigen Oberjura von den Dyasschiefern (Upper Banff shale) getrennt wird, dürfte das Ausmaß der Überschiebung jedesmal etwa das gleiche sein. Der Betrag der Überschiebung läßt sich zahlenmäßig an den heißen, linear angeordneten Schwefelquellen von Banff berechnen, die in dem die undurchlässigen Dyasschiefer überschiebenden Oberdevonkalk entspringen. Da unter den Banff-Dyasschiefern wieder durchlässige Quarzite und Kalke des Obercarbon folgen, ist die nur ca. $\frac{1}{2}$ — $\frac{3}{4}$ km betragende Entfernung der Quellenlinie von der Schiefergrenze gleich dem Betrage der Überschiebung. Ref.]

b) Die westlichen, stark vergletscherten Rocky Mts. sind durch ebenfalls nach W gerichtete schwächere Faltung und geringere Zahl der Brüche sowie das gänzliche Fehlen von Überschiebungen gekennzeichnet. Die Brüche stehen senkrecht (M. Stephen) oder sind steil nach Osten geneigt (so in der van Horne und Beaverfoot-Kette). Isolierte Kalkgipfel sind durch den Spaltenfrost aus dem Block harter präcambrischer und cambrischer Gesteine herausgeschnitten, die der Faltung erheblicheren Widerstand leisteten als die mit Schiefer wechselnden Kalke der östlichen Ketten.

II. Innere Ketten. Die Grenze zwischen den Rocky und Purcell Mts. wird bei Golden durch die gewaltige Verwerfung des Columbia River gebildet, deren Sprunghöhe zum mindesten der hier fast 6 km (5700 m) betragenden Mächtigkeit des Cambrium entspricht. Der Sprung wird von DALY der späcretacischen (Laramie) Gebirgsbildung zugerechnet. Die geringe Härte der die Ostscholle bildenden Untersilurschiefer hat während des Tertiärs zur Entstehung der langen Purcell-Senke Anlaß ge-

¹ Wo Präcambrium über Kreide lagert.

geben, die jetzt in einer Länge von 300 km von dem Columbia river durchströmt wird. [Allerdings geht auf der neuen Ausgabe der geol. U. S. Survey-Karte von Nordamerika das metamorphe Paläozoicum der westlichen Rockies in das präcambrische „Belt-System“ über, so daß der gewaltige 6 km-Sprung nach S zu verschwindet. Ref.] Die Purcell, mit der Hundezahn (Dogtooth)-Kette beginnenden Berge bilden regelmäßig gefaltete Züge von jungpräcambrischen (Belt-) Gesteinen.

IIb. Die Purcell-Senke (Purcell trench) grenzt die Purcell-Berge gegen die Selkirks ab. Ihre Hauptgesteine sind oberes Präcambrium (Cougar und Ross-Quarzit, beide durch ein Kalkband getrennt), sowie der untercambrische Sir Donald-Quarzit. Die stark vergletscherte Hauptehebung entspricht einer flachen, von wenigen Brüchen durchsetzten Syncline. In den westlichen Selkirks — zwischen Albert Canyon und Revelstoke — wiegt dagegen ein von Verwerfungen durchsetzter, flach domförmig aufgewölbter Orthogneis vor, der dem Archaicum („Shuswap“ oder „Prae-Beltian“) angehört.

IIc. Auch in den Columbia¹ und Hunter Mts. wiegen Sedimente und Intrusivgranite des Archaicum („Prae-Beltian“) vor; für die westlich von Sicamous (am Salmon Lake) folgenden Granite wird jurassisches Alter angenommen.

III. Das Interior-Plateau von Britisch-Columbia bildet — mit einer mittleren Höhe von 12—1500 m — eine sehr trockene, hügelige oder bergige Zone, deren geologische Geschichte nicht über das Carbon hinausreicht und viele Beziehungen zu dem westlichen oder Pacific-System zeigt.

Das marine Carbon besteht aus den metamorphosierten, ca. 2900 m mächtigen Cache Creek-Quarziten (und gleichalten Eruptivgesteinen und Schiefern) sowie dem Fusulinenkalk des Marble-Canyon. Dem Ende des Paläozoicum entspricht eine Hebung, der Trias (einschl. des ? Lias) eine Rückkehr des Meeres, dessen Sedimente (Quarzite, Tonschiefer sowie sandige Kalke mit obertriadischen Versteinerungen) hinter den Massen der gleichzeitigen Vulkanausbrüche durchaus und vollkommen zurücktreten. Mehr als $\frac{9}{10}$ der triadischen, 3000—2500 m mächtigen Nicola-Formation bestehen aus Porphyritdecken.

Der Gebirgsbildung der Obertrias ging die Intrusion von Graniten entweder voraus oder folgte ihr unmittelbar. Etwa gleichzeitig, d. h. im Oberjura oder der Unterkreide, begann auf dem Ostabhang der heutigen Columbia Coast Range der Ausbruch gewaltiger, mehr als 1500 m mächtiger Massen von sauren Laven, die früher dem Miocän, jetzt als Spence's Bridge Volcanics der

¹ Als Columbia-Zentralkette im Gegensatz zu dem columbischen Küstengebirge (IV) zu bezeichnen.

Unterkreide zugerechnet werden. Auch die eine lokale N—S streichende Mulde einnehmenden Kohlenschiefer, Sandsteine und Konglomerate von Ashcroft werden — auf Grund der Ähnlichkeit mit der Queen Charlotte group — mit der Unterkreide verglichen.

Zur Zeit der obersten Kreide (Laramide Revolution) erfolgt eine bedeutende Hebung sowie lokale Faltung und Überschiebung von West nach Ost. [Der Charakter der in Asien beobachteten pacifischen Emporzerrungen mit lokaler Faltung scheint somit auch diese Zonen der Cordilleren betroffen zu haben. Ref.] Die Gebiete der Hauptherhebungen waren die Columbia Coast Range und Columbia Mountains, für welche die Entstehung von Talgletschern am Ende der Kreidezeit wahrscheinlich ist (Dryden). Der Denudation und Erosion dieser Gebirge entsprach die Entstehung der ?eocänen Coldwater-Konglomerate und Sandsteine sowie der Ausbruch lokaler Rhyolithe (Ashcroft).

Während der Denudation zur Zeit des Oligocän erfolgte eine zweite Hebung und Bruchbildung, der sich im älteren Miocän eine dritte Periode von gewaltigen Masseneruptionen anschloß; die feinkörnigen Tranquille-Tuffe — 300 m — werden von den 914 m mächtigen Kamloops-Basalten, Breccien und Trachyten überlagert.

Posthume Faltung bedingt im Obermiocän eine lokale Dom- und Synklinalbildung der Kamloops-Basalte; der mächtigen Abtragung (Peneplenation) des Pliocän folgt schließlich am Beginn des Quartärs noch lokale Hebung.

Der zeitlich einheitlichen Hauptvereisung der Cordilleren folgt ein zweimaliger Vorstoß von Talgletschern.

IVa. Die Columbia Coast Range¹ (Columbisches Küstengebirge) besteht zum größten Teile aus Tiefengesteinen. Der „Coast Range batholith“ wurde durch paläozoische und mesozoische Gesteine hindurchgetrieben, von denen Teile mitgerissen und eingefaltet wurden. Der 161 km lange Cañon des Fraser River durchbricht dieses 2100 m hohe, das Innenplateau von der Küste trennende Gebirge.

Die granitischen Gesteine des Fraser River-Cañons gehören zwei Perioden an: die älteren jurassischen biotitreichen Granodiorite sind meist durch Faltung gneisartig verändert; die jüngeren hornblende- und quarzreichen Granite sind dagegen niemals gneisähnlich und jünger als die Unterkreide. Sedimente treten durchweg zurück. Im östlichen Teile des Fraser River-Cañon wird der Tonschiefer, Kalk, Quarzit und Serpentin des Cache Creek-Carbon von altesozoischen Boston Bar-Tonschiefern überlagert, ohne daß die Beziehungen deutlich

¹ Guide Book No. 8. p. 250 ff., von CHARLES CAMSELL.

wären. Es folgen mächtige Konglomerate (600 m), schwarzer Tonschiefer mit marinen Resten und Arkosen der Unterkreide (Jackass Mountain group).

Weiter westlich zwischen Hope und Vancouver wird ein 2000—2700 m mächtiges Paläozoicum (Konglomerate, schwarze Schiefer und Kalke der „Agassiz series“) von (? untercretacischen) Quarzporphyrdecken und von Eocän überlagert; letzteres (Puget group) erreicht in Canada über 900 m und wird im Staate Washington wesentlich mächtiger; es besteht aus Konglomeraten, groben Sandsteinen, pflanzenführendem Schiefertone, darüber aus basaltischen und andesitischen Laven. Die Eintiefung des Fraser-Cañons begann wahrscheinlich im Eocän — d. h. in der Zeit kontinentaler Erosion nach der großen Laramidischen Gebirgsbildung — und wurde durch die jungtertiäre Hebung neu belebt.

IV b. In dem Pacific System der Cordilleren¹ bildet die Queen Charlotte Island und die 470 km lange Insel Vancouver² die Fortsetzung der Olympic Mts. im Staate Washington und der Californischen Küstenkette (Coast Range). In Britisch-Columbia wird sie vom Festlande durch die Pacific Küstensenke (Pacific coast downfold) getrennt, der die Haro—Georgia—Johnstone-Straße und der Queen Charlotte-Sund entspricht.

Die Insel Vancouver besteht aus jungpaläozoischen und altmesozoischen Sedimenten und Vulkanmassen, die metamorphosiert und von zahlreichen unregelmäßigen Granitintrusionen durchsetzt sind; an den Küsten lagern darüber diskordant jungcretacische (kohlenführende) und tertiäre Sedimente, die ebenfalls von zahlreichen Brüchen durchsetzt werden.

Während das zweifelhafte Carbon (Tonschiefer der Leech River-Formation) nur im Süden der Insel zwischen Brüchen sichtbar ist, baut das ältere Mesozoicum den Hauptteil der Insel auf. Metamorphe Andesite (Meta-Andesite) bilden die Masse der Gesteine, während der obertriadische Sutton-Kalk sowie die aus vulkanischem Material bestehenden Sicker-Schiefer zurücktreten.

¹ Die schon mehrfach hervorgehobenen Unklarheiten der Namengebung betreffen auch die Bezeichnung der Hauptzonen. Während in den amerikanischen Übersichten die beiden östlichen Zonen (I und II) als Rocky Mountains-System von dem Pacific-System (IV a und IV b) unterschieden werden, bezeichnet R. DALY im Guide Book No. 8 — auf Grund der zweifellosen Beziehungen zu dem Pacificen Ozean — die gesamten nordamerikanischen Cordilleren als „Pacific-System“. Da jedoch dieser Name sich auch auf Südamerika, Ostasien und den Osten Australiens beziehen würde, da andererseits die nach Osten gefalteten und z. T. überschobenen Rocky Mountains nicht in gleicher Weise wie die westlichen Ketten mit dem Ozean verknüpft sind, dürfte die zuerst angeführte Namengebung vorzuziehen sein.

² Guide Book No. 8. p. 280 ff. Vancouver Island, by CHARLES H. CLAPP.

Die vulkanischen und sedimentären Gesteine sind durch Druckschieferung stark verändert. Alle älteren gefalteten vulkanischen und Sedimentgesteine werden von intrusiven Granodioriten durchsetzt und z. T. verdrängt, im SO der Insel finden sich Gabbrodiorite und Quarzdiorite.

Die obercretacischen Nanaimo-Schichten bestehen aus klastischem Material und lagern diskordant auf dem älteren Mesozoicum; in dieser rund 2000 m mächtigen, mannigfach gegliederten Kreide treten drei bauwürdige Kohlenflöze auf, während die obereocänen Metchosin-Basalte deckenförmig das Ganze überlagern.

Die Gebirgsbildung erfolgte in den jüngeren westlichsten Gebirgen, vor allem auf Vancouver, erst in posteocäner Zeit und wurde von der Intrusion der Sooke-Gabbros begleitet. Breite, offene, NW—SO streichende Falten sind hie und da (p. 282) enger zusammengequetscht und nach SW überbogen. Mächtige, NW—SO oder O—W streichende überschobene Brüche verwerfen die jüngere Kreide gegen das ältere Mesozoicum oder letzteres gegen das Carbon (vergl. die beigegegebene geol. Karte von Victoria und Nanaimo). [Diese — offenbar vom Pacifischen Ozean ausgehende — Bruchbildung prägt sich in der Entstehung der Pacifischen Küstensenke und der die Insel Vancouver im Süden begrenzenden Juan de Fuca-Straße aus. Die Parallelität der Leitlinien des Gebirges mit den Küsten und das allgemein nordöstliche Einfallen der Schichten deuten auf eine Form des Gebirgsbaues hin, die — mutatis mutandis — den RICHTHOFEN'schen Zerrungsbrüchen in Ostasien ähnelt. Nur bedingt die größere Unregelmäßigkeit des asiatischen Grundgerüsts die Entstehung der vorspringenden Feston-Inseln, während die gleichförmige N—S-Richtung der Cordilleren sich auch in den lang hinstreichenden Küstenbrüchen ausprägt. Ref.]

Der posteocänen Faltung folgt allgemeine Abtragung und Rumpfflächenbildung in jungtertiärer Zeit sowie die Anhäufung von Miocän (Sooke-Formation) in der Küstenebene. Diese Rumpffläche und die miocänen Küstensedimente wurden wahrscheinlich im Pliocän gehoben. [Auch dieser Vorgang entspricht der ostasiatischen Emporzerrung. Ref.]

Die noch in präglazialer Zeit einsetzende Talbildung und allgemeine Denudation hat das weichere Miocän und nächst dem die ebenfalls weniger widerstandsfähige Nanaimo-Kreide stärker abgetragen als die älteren und härteren, vorwiegend vulkanischen Gesteine.

In der Eiszeit war Vancouver von mächtigem Inlandeis bedeckt; eine einzige Interglazialzeit (Puyallup) wird hier angenommen (CLAPP), während R. DALY für die kontinentale Hauptmasse der canadischen Cordilleren mit einer einzigen Vereisung rechnet; Interglazialzeiten seien hier nicht nachweisbar.

D. Allgemeine Vergleiche.

Legt man für eine Vergleichung der canadischen und südlicheren Cordilleren die neueste (1913 erschienene) Auflage der geologischen Karte von Nordamerika zugrunde, so ergeben sich zunächst wenig übersichtliche Verhältnisse:

1. Das westlichste Gebirgselement, die Vancouver Range, setzt südlich in der Olympic Mts. im Staate Washington fort [wobei zu beachten ist, daß die Vancouver Ranges auf der erwähnten geologischen Karte als „metamorphic Palaeozoic“ bezeichnet ist, während nach dem Guide Book No. 8 der allergrößte Teil der Insel altmesozoisches Alter besitzt]. Die Olympic Mountains tauchen — nach der geologischen Karte — bei Cap Blanco und Cap Mendocino als Californische Coast Range¹ wieder auf.

2. Das große Californische (Sacramento-) Längstal, das an den Grenzen von Californien und Washington unter den jüngeren Vulkandecken z. T. verschwindet, wird im nördlichen Oregon als Tal des Willamette River wieder sichtbar und läßt sich von hier ununterbrochen bis zur Haro-Straße, d. h. der Pacificischen Küstensenke (Pacific Coast Downfold) zwischen der Insel Vancouver und der Britisch-Columbischen Coast Range verfolgen.

3. Die Britisch-Columbia Coast Range (nicht zu verwechseln mit der California Coast Range¹) setzt bis etwa zur Mitte des Staates Washington fort, wo sie — wie die Pacific Downfold — unter den jüngeren Vulkandecken verschwindet; die Fortsetzung der Columbischen Coast Range wird hier und im Oregon als Cascade Range bezeichnet und tritt — vor allem wieder an der mächtigen Entwicklung jurassischer Tiefengesteine kenntlich — in Californien als Sierra Nevada unter der jüngeren Bedeckung hervor, um in der Halbinsel Nieder-Californien zu endigen.

Die inneren Ketten II (Interior Range) lassen sich ebenso wie die eigentlichen Rocky Mountains (I) bis in die Vereinigten Staaten verfolgen und erfahren hierbei mannigfache Veränderungen. Während die inneren Ketten sich wesentlich verschmälern und vereinfachen, ist die Außenkette von Idaho und Colorado, d. h. die granitische eigentliche Front Range mit dem Pikes Peak in Canada nicht vertreten. Ebenso fehlt hier jede Andeutung der parallelen, in starker Virgation begriffenen Faltenzüge von West-Utah und Nevada (im Osten der Sierra Nevada); diese Falten finden dagegen ihre wahrscheinliche südöstliche Fortsetzung in dem Faltungslande der mexikanischen Sierren.

¹ Irreführend und änderungsbedürftig ist hiernach der Name Coast Range of British Columbia, da sie mit der bekannteren Coast Range in Californien nichts zu tun hat. Ref.

Auch die Zone des großen Innenplateaus (III) zeigt in dem langgestreckten Gebirgssystem mannigfachen Wechsel in Einzelheiten, verändert sich aber doch im ganzen am wenigsten und verkörpert somit vor allem die Eigenart der Nordamerikanischen Cordilleren als eines durch vertikale Bewegungen (uplift), nicht durch tangentielle Faltung aufgerichteten Gebirges. Das Fehlen stauender Bewegungen wird durch das Durchstreichen dieser flach gelagerten Schichtenblöcke ebenso erwiesen wie das Vorwalten langgestreckter Längstäler und Senken (Purcell trench im Osten, Pacific Downfold im Westen), die in dieser — disjunktive Bewegungen anzeigenden — Ausdehnung in den gestauten Faltungsketten der Alten Welt fehlen.

Das Vorwiegen disjunktiver Bewegungen prägt sich im Gebirgsbau des Westens und der zentralen Plateauzone durch das Vorwalten der Brüche und vulkanischen Eruptionen aus. Noch deutlicher wird die gleiche Tendenz, wenn wir den Vulkanismus und die Erdbeben des Cordillerensystems mit dem der Alpen vergleichen. Die Häufung der Erdbeben im Westen (Californien), ihr Fehlen in der Plateau- und der Rocky Mts.-Zone verweist auf den Pazifischen Ozean als Ausgangspunkt aller tektonisch-seismischen Bewegungen. In den Alpen und den Stauungsgebirgen von ähnlichem Typ fällt dagegen die Fläche stärkster Erschütterung mit der gefalteten Zone selbst zusammen.

Jüngere Effusivgesteine haben — ebenfalls im Gegensatz zu dem Vorkommen auf der alpinen Innenseite — ihre Hauptentwicklung in der Plateauzone und greifen von hier nach Westen hinüber (Washington, Oregon); sie finden sich nur ausnahmsweise (Yellowstone Park, Spanish Peaks) auch in den östlichen Gebirgszonen. Ihre Häufung in der zentralen ungefalteten Zone deutet auf zerrende, fast das ganze Gebirgsland erfassende Bewegungen hin. Die intrusiven Granite mesozoischen Alters, die sich von Britisch-Columbia bis Nieder-Californien als zusammenhängender Zug verbreiten, beweisen durch ihre Parallelität mit der Umgrenzung des Stillen Ozeans das hohe Alter aller das Cordillerensystem aufbauenden Gebirgsbewegungen.

Frech.

Stratigraphie.

Tertiärformation.

Edmond Bordage: Sur le golfe éocène de Royan. (Compt. rend. Acad. Sc. Paris. **156.** 1281. 1913.)

Eine Antiklinalfalte, welche spätestens bei Beginn der Eocänzeit entstanden ist, bildet ein Vorgebirge zwischen dem Golf von Royan und dem von Blaye, und das Eocän hatte auf der rechten Seite der Gironde eine weit größere Ausdehnung als man bis jetzt annahm. Die verkieselten, dort lose vorhandenen Blöcke gehören z. T. der oberen Kreide an, ferner dem Yprésien, dem Auversien und vielleicht dem oberen Lutétien und dem Bartonien. **von Koenen.**

Edmond Bordage: Recherches relatives à l'extension de la mer nummulitique sur la rive droite de la Gironde. (Compt. rend. Ac. Sc. Paris. **156.** 1112. 1913.)

Aus dem Vorkommen loser Blöcke von verschiedenen, meist verkieselten Nummulitengesteinen werden Schlüsse auf die Verbreitung dieser Schichten auf der rechten Seite der Gironde gezogen. **von Koenen.**

J. Repelin: Observations au sujet d'une nouvelle classification de l'Aquitaniens en Aquitaine. (Bull. Soc. géol. de France. **4.** **12.** 7. 501.)

Da die Faluns de la Saubotte über fossilführendem grauem Kalk liegen und dieser über dem Sandstein von Bazas, so müßten sie zum oberen Aquitanien gestellt werden; die unteren Schichten von La Brède liegen auf dem Calcaire à Astéries, und wenn man sie für jünger als den Calcaire blanc des Agenais halten will, so müßte dieser hier fehlen. Der Kalk von Bazas liegt unter dem Calcaire gris und kann nicht mit dem Falun de Lariey in Verbindung gebracht werden, der mit dem Calcaire gris zusammenhängt. Für oberes Aquitanien würde nur die Austernbank übrig bleiben.

Verf. stellt also die von DOLLFUS als Kassilien angesehenen Schichten zum unteren Aquitanien und das ganze Aquitanien zum Oligocän.

von Koenen.

G. F. Dollfus: Recherches nouvelles sur l'Aquitaniens en Aquitaine. (Bull. Soc. géol. de France. **4.** **12.** 7. 472.)

Gegenüber den Einwänden von REPELIN gibt Verf. zu, daß die von älteren Autoren bestimmten Fossilien der Gegend von Bazas einer Revision bedürfen, und daß der Name Calcaire de Bazas, den er für das untere Aquitanien gebraucht

hat, ungeeignet und durch „Falun de la Brède“ zu ersetzen ist, da der größere Teil des Kalks von Bazas, bei Bazas selbst, dem oberen Aquitanien angehört. Der Calcaire blanc des Agenais ist selten sichtbar und mit ihm ist oft der Calcaire gris verwechselt worden. Ein Leithorizont sind aber die Schichten von Simorre mit *Mastodon*, *Dinotherium* und *Eumelania aquitania*, welche sich umgelagert an der Basis der marinen Sande von Sos, Baudignan, Gabarret findet, ferner in den Mergeln und Sanden von Givreuil und Gorgovie im Alliertal ganz oben über den Süßwasserkalken des Oligocän; es ist dieselbe Schicht wie die von Suèvres und Chitenay über den Kalken des Orléanais, aber, umgelagert, an der Basis der Faluns de la Touraine. Die Sande des Orléanais gehören nur einer Zone an.

Es werden dann genaue Profile gegeben 1. des Aquitanien und Burdigalien in der Gironde und Lot-et-Garonne, 2. der Molasse des Armagnac, der Schichten von Sansan, Simorre im Gers mit Besprechung ihrer Fauna und einer längeren Liste, 170 Arten der Fauna des Aquitanien inf. von la Saubotte, commune de Noailhan, endlich auch das Profil des 351 m tiefen Bohrloches bei Agen, welches das untere Kasselen, das Stampien, Tongrien, Sidérolithique und endlich 36 m Jurakalke durchbohrt hat. Zum Schluß folgt dann die eingehende Gliederung des Mittelmiocän (Helvétien und Burdigalien), des Untermiocän (Ober-, Mittel- und Unteraquitaniens) und des Oligocän (Kasselen und Stampien).

von Koenen.

F. Glöckner: Über den Setzungskoeffizienten der Braunkohle. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 64. Jahrg. 1912. Monatsber. No. 6. 306—310. 2 Fig.)

Als Setzungskoeffizienten der autochthonen Braunkohle bezeichnet Verf. den Wert, mit welchem „die Mächtigkeit eines autochthonen, durch außergewöhnliche tektonische, dynamische oder thermische Vorgänge nicht gestörten Braunkohlenlagers zu multiplizieren ist, um die Mächtigkeit des zur Bildung der derzeitigen Braunkohlenlagerstätte erforderlich gewesenenen Flachmoores zu bestimmen“.

Auf dem Tagebau der Grube Wilhelminensglück bei Klettwitz (Senftenberger Revier) sah Verf. über einem starken Wurzelstumpf von *Taxodium* ein 10 cm starkes Mittel von schokoladefarbenem, fettem Ton, das in der Regel 2 m über dem Liegenden verläuft, einen Sattel bilden, dessen oberster Punkt 1,60 m über dem normalen Niveau des Tonmittels lag. Über dem Mittel liegt ein umgebrochener, mehrfach geknickter *Taxodium*-Stamm. Verf. nimmt an, daß der Stamm bei der Überflutung des Moores durch ein tonführendes Hochwasser umgebrochen sei. Da der Ton sich nur horizontal ablagert, so ist der beträchtliche Unterschied zwischen dem normalen Niveau des Mittels und der Sattelspitze über dem Stumpf als der Betrag aufzufassen, um den sich der Flachmoortorf bei der Braunkohlenbildung gesackt hat. Der aufrecht stehende Stumpf hat bei seiner Festigkeit eine nennenswerte Sackung nicht erfahren. Die Mächtigkeit des Braunkohlenflözes müßte hier mit 2—2,5 multipliziert werden, um die ursprüngliche Mächtigkeit des Torfes zu erhalten. **Stremme.**

Viktor Vogl: Die Fauna der eocänen Mergel im Vinodol in Kroatien. (Jahrb. d. k. ungar. geol. Reichsanst. **20**. 2. Budapest 1912. 81 ff.)

Als Vinodol bezeichnet Verf. einen Teil „jenes tektonischen Längstales, welches von Klana in Istrien in südsüdwestlicher Richtung die Reichsgrenze überschreitet, später das Tal der Režina bildet, sodann nördlich von Fiume gegen SW. abbiegt und nun über die Bucht von Buccari bis Novi zieht, wo es unter das Meer taucht. Der zwischen Novi und der Bucht von Buccari gelegene Abschnitt dieses Tales“ soll „unter dem Namen Vinodol bekannt sein“.

Die Eocänablagerungen dieses Gebietes sind nun bereits seit langem erforscht; ihre Fauna ist unter dem Namen Kosavin zuerst von FRAUSCHER und dann von DE STEFANI und DAINELLI in eingehenden Listen mitgeteilt worden. Gegenüber dem Reichtume dieser Lokalität, Kosavin kommen einige neue, hier vom Verf. mitgeteilte, wie besonders Drvenik, kaum in Frage. Der Aufsatz VOGEL's ist rein paläontologisch. Hinsichtlich neuer stratigraphischer Daten wird auf die Zukunft verwiesen, allerdings wird am Schlusse des Aufsatzes eine kurze Beschreibung der vier in Betracht kommenden Fundpunkte gegeben, doch tritt auch hier das stratigraphische Moment sehr zurück. Verf. ist der Ansicht, daß Kosavin Roncà, Drvenik und die übrigen beiden Faunen von Slani-potok und Kučina-potok bei Grižane San Giovanni Ilarione entsprächen. Die erstere Ansicht deckt sich mit derjenigen aller bisherigen Bearbeiter von Kosavin, die letztere ist möglich, aber angesichts der kleinen Anzahl wirklich bestimmbarer Formen in dieser Fauna, in welcher die Mollusken fast sämtlich als Steinkerne erhalten sind, durchaus nicht gesichert. Ein Beweis dafür, daß Roncà und San Giovanni Ilarione gleichalterig seien, ist mit solchen Daten nach Ansicht des Ref. nicht zu führen.

Als neue Arten werden aus der Fauna von Kosavin etc. beschrieben: *Trochus Kormosi*. Es kämen hier für den Vergleich neben den vom Verf. angeführten Vicentiner Arten schon infolge der flachen, stark eingezogenen Umgänge vor allem *Trochus Bolognai* BAYAN in Frage. Ob die spezifische Selbständigkeit dieser einzigen, noch dazu oberflächlich korrodierten Schale sichergestellt ist, bleibt zweifelhaft. *Cerithium regale* aus der Verwandtschaft meines *C. imperiale*. Leider ebenfalls nur in „sehr fragmentaren und abgeriebenen Exemplaren erhalten“. *Cerithium croaticum*, dem *C. vivarii* OPPENH. nahestehend, aber mit erhaltenen älteren Mundrändern. *Cerithium liburnicum*, das ich mit COSSMANN¹ für eine *Melanatria* ansehe. *Smilotrochus* (?) *eocaenicus*, eine ebenfalls nur in einem Exemplare erhaltene Koralle, mit welcher sich nach Beschreibung und Abbildung nicht viel anfangen läßt. Das Vorhandensein von paliartigen Anschwellungen der Hauptsepten beweist nur, daß die Form keinesfalls zu *Smilotrochus* gehören kann, wie Verf. übrigens selbst am Schlusse bemerkt. Ob Traversen wirklich fehlen, ließe sich erst entscheiden, wenn man wüßte, in welcher Tiefe der vom Verf. abgebildete Schnitt geführt ist. Das paliartige Anschwellen der Hauptsepten gegen die Mitte hin erinnert an *Patalophyllia* D'ACHIARDI.

¹ Revue critique de Paléozoologie. XVII. 1913. p. 159.

Hinsichtlich der übrigen vom Verf. angeführten bereits bekannten Arten seien folgende Bemerkungen gestattet: *Porocidaris pseudoserrata* COTT. wird seit 1897 nach den Untersuchungen LAMBERT's allgemein zu *Rhabdocidaris mespilum* DESOR gezogen. Das was als *Linthia verticalis* DAMES zitiert wird, ist, wenn die Abbildung einigermaßen richtig ist, spezifisch verschieden sowohl von *Schizaster verticalis* (AGASSIZ) D'ARCH. als von der *Linthia verticalis* DAMES der Priabonaschichten, welche ich¹ als *Linthia pseudoverticalis* selbständig gemacht habe. Auch mit *Hemiaster Covazii* TARAMELLI des istrischen Eocäns, an welchen eventuell noch zu denken wäre, ist die Art von Drvenik, welche sich von allen vergleichbaren Typen durch die Länge ihrer vorderen Petalodien unterscheidet, nicht zu identifizieren. *Ostrea roncaensis* DE GREG. ist als *O. roncana* BAY. zu bezeichnen. Was *Pecten tripartitus* D'ARCH. anlangt, so gibt es einen *P. tripartitus* DESH. und einen *P. subtripartitus* D'ARCH. Mit beiden ist die abgebildete Type nicht zu vereinigen, dagegen vielleicht mit *P. Tschihatscheffi* D'ARCH. *Turritella carinifera* DESH. non LAM. ist seit 1912 als *T. Oppenheimi* NEWT. zu bezeichnen. Es ist nach der Abbildung zweifelhaft, ob die Type zu dieser Form gezogen werden darf. Die als *Cerithium Prattii* ROUAULT bezeichnete Form hat nicht die geringste Ähnlichkeit mit der seltenen Art von Bos-d'Arros. Das gleiche gilt von der als *Cerithium* cf. *Verneullii* ROUAULT bezeichneten Type. Ebenso scheint mir die als *Cerithium (Campanile) vicentinum* BAYAN bezeichnete Form nicht hierher zu gehören, überhaupt kein *Campanile* zu sein. Interessant ist das sichere Auftreten des typisch oligocänen *Cerithium vivarii* OPPENH. (= *C. elegans* DESH.) in diesen älteren, echt eocänen Schichten von Kosavin. Ebenso ist die Anwesenheit hierselbst der von mir ursprünglich als *Glaucônia? eocaena* beschriebenen Type ein treffliches und nicht genug zu unterstreichendes Bindeglied zwischen dieser Kosavinfauna und den Faunen von Roncà und Mte. Pulli. Die generische Stellung dieser Form, welche Verf. zu *Cerithium* stellt, bleibt übrigens nach wie vor leider zweifelhaft.

P. Oppenheim.

G. Checchia-Rispoli: Sopra alcuni molluschi eocenici della Sicilia. (Giornale di scienze naturali ed economiche. 29. Palermo 1912. 77 ff.)

Das Eocän in Sizilien ist, wie Verf. in der Einleitung betont, im allgemeinen arm an bestimmbaren Mollusken. Man muß es daher dem Verf. Dank wissen, daß er die Mühe nicht gescheut hat, hier einige für die wissenschaftliche Diskussion brauchbare Daten zu geben. Das bearbeitete Material stammt aus der Umgegend von Monreale, Bagheria, Termini-Imerese und Pachino. Es werden als neu beschrieben zuerst einige ziemlich indifferente Pectiniden, darunter *Chlamys monsregalensis*, *Chl. Hoffmanni* (der Name ist für eine sehr charakteristische Form des norddeutschen Oberoligocäns bereits vergeben und müßte eventuell geändert werden), *Chl. himeraensis*, *Amussium Zamboninii* [diese Form gehört zu *Parvamussium* SACCO und wäre mit *Pecten squamula* DESH. des französischen Untereocän zu vergleichen. Ref. möchte übrigens beide

¹ Die Priabonaschichten und ihre Fauna. Palaeontographica. 47. Stuttgart 1901. p. 107.

abgebildeten Stücke als linke Klappen ansehen], ferner 2 *Lima*-Arten, *Radula Di-Stefanoï* und *R. normanna*, eine sehr *Natica*-ähnliche *Nerita Carapezzai* mit tief liegender Columellarplatte, die an das gleiche Organ von *Nerita circumvallata* BAYAN erinnert, eine riesige *Natica (Euspira) Schopeni*, welche der allverbreiteten *Natica Oweni* D'ARCH. sehr nahesteht, *Calyptrea Brocchi*, *Terebellum (Seraph) siculum*, welches vielleicht mit einer der zahlreichen von DE GREGORIO aus San Giovanni Ilarione beschriebenen Arten zu vereinigen sein dürfte, und ein *Conus Gemmellaroï*.

Unter den bereits bekannten, vom Verf. bestimmten Arten hätte Ref. eine Abbildung des *Pecten Boucheri* DOLLF. gewünscht, einer oligocänen Type, welche in diese ältere Formengemeinschaft nicht recht zu passen scheint. Die als *Chlamys* cf. *Livoniani* BLANCK. bezeichnete Type hat weit kräftigere Transversalstreifung, als dies von BLANCKENHORN für die syrische Eocänart angegeben und gezeichnet wird.

P. Oppenheim.

M. Dalloni: L'Oligocène marin et sa faune en Algérie. (Compt. rend. des Séances de l'Académie des Sciences. 156. 1711. Paris 1913.)

Es ist dies eine formell ebenso kurze wie inhaltlich hochwichtige Arbeit. Verf. bringt den Beweis, daß die obersten Horizonte der Nummulitenformation im östlichen Algerien, wie FICHEUR bereits vermutet hatte, dem Oligocän angehören. Zwischen dem Massiv der Ouarsenis und dem Becken der Tafna, zwischen Dublineau und Mascara und an vielen anderen Punkten sind die Sandsteine und Mergel der Formation versteinungsreich entwickelt. Sie enthalten Lepidocyclinen, darunter *Lepidocyclina dilatata* MICHT. und *marginata* MICHT. und daneben die kleinen leitenden Nummulitenarten der oberen Nummulitenhorizonte, wie *Nummulites Bouillei-Tournoueri* und *N. vascus-Boucheri*. Besonders häufig sind Echiniden, und zwar ist es die Fauna des Kef Iroud, wie sie POMEL und gleichzeitig mit ihm CORTEAU, PÉRON und GAUTHIER, die letzteren noch als eocän, beschrieben haben, welche in ihrem Habitus in dem Auftreten des ersten *Clypeaster (Cl. atavus)* POMEL, von *Sarsella mauritanica* POMEL, *Echinocardium nummuliticum* PÉRON-GAUTHIER und zumal dem besonders häufigen *Echinolampas floescens* POMEL immer stark an die oberen Schichten von Biarritz erinnerte und ein relativ jugendliches Gepräge darbot. Daß es sich um Oligocän handelt, scheint auch durch die Mollusken bewiesen, unter denen uns Formen wie *Ostrea Brongniarti* BRONN, *Pecten deletus* MICHT., *P. biarritzensis* D'ARCH., *Spondylus bifrons* MUNST. u. a. m. auffallen als Typen, welche wir in oligocänen Horizonten sowohl in Venetien als im Piemont antreffen. Andererseits gemahnen Arten wie *Ostrea eversa* MELLEV. wieder an das hier vielleicht mit dem Oligocän noch verbundene Priabonien. Jedenfalls ist es hochinteressant, dieselben Mollusken- und Echinidenarten hier wie in Tunesien bei Cherichira und noch weiter östlich in der Cyrenaica auftreten zu sehen und somit die Bestätigung für das Vorkommen jüngerer oligocäner Horizonte über einen großen Teil des nordafrikanischen Lithorals hin zu erhalten, von wo sie noch bis vor kurzem unbekannt waren und somit mit Recht nicht einmal von HAUG in seinem *Traité de Géologie* zitiert werden.

P. Oppenheim.