

Diverse Berichte

Geologie.

Dynamische Geologie.

Innere Dynamik.

Montessus de Ballore: Mégaséismes et phases de la lune. (Compt. rend. 156. 100—102. 1913.)

Verf. untersucht den oft behaupteten Zusammenhang zwischen Erdbeben und Mondphasen nach dem Katalog von MILNE, indem er die Beben von 1792 bis 1849 und diejenigen von 1850—1899 benutzt und nach ihrer Stärke gemäß der MILNE'schen Skala mit 1, 2, 3 in Rechnung setzt.

Nach dieser Statistik scheint zwar zunächst bei Vollmond größere Seismizität zu herrschen als bei Neumond, doch ist der Unterschied nicht groß und wird um so geringer, je mehr Material man der Statistik unterwirft.

Übrigens würde sich eine vermehrte Seismizität auch nur umgekehrt bei Neumond gegenüber Vollmond infolge der vereinigten Anziehung von Sonne und Mond auf die Erdkruste oder den Erdkern verstehen lassen, wie dies PERREY und andere Seismologen ausführten, nicht aber bei Vollmond, wo die Kräfte von Sonne und Mond sich gegenseitig schwächen.

Demnach kann von einer Beziehung zwischen Erdbeben und Mondphasen nicht die Rede sein.

Johnsen.

Montessus de Ballore: Mégaséismes et saisons. (Compt. rend. 156. 414—415. 1913.)

Verf. stellt nach dem Katalog von MILNE für die australische Halbkugel eine Statistik über die Erdbebenhäufigkeit und Erdbebenseltenheit der verschiedenen Monate auf. Die Maxima überwiegen im Januar und im Oktober, die Minima im Juni und Juli. In den anderen Monaten aber finden sich annähernd gleich viele Maxima und Minima, so daß eine größere Häufigkeit der Erdbeben im Winter gegenüber dem Sommer und überhaupt eine Abhängigkeit von der Jahreszeit nicht behauptet werden darf.

Johnsen.

Montessus de Ballore: Tremblements de terre et précipitations atmosphériques. (Compt. rend. **156.** 1194—1195. 1913.)

Vielfach wurde ein Zusammenhang zwischen Erdbebenhäufigkeit und Niederschlagsmenge angenommen; die eindringenden Niederschläge sollten die unterirdische Zirkulation steigern und die letztere das Einstürzen von Schollen fördern oder veranlassen.

Verf. benutzt 4136 zerstörende Erdbeben des MILNE'schen Kataloges, deren Epizentra genügend bekannt und auf der australischen Halbkugel gelegen sind, und vergleicht das an Erdbeben reichste Vierteljahr mit dem nach MARTONNE's Physikalischer Geographie an Niederschlägen reichsten.

Es zeigt sich, daß diese beiden Quartale des Jahres bald zusammenfallen, bald nicht, so daß ein Zusammenhang der oben erwähnten Art nicht mehr angenommen werden darf. **Johnsen.**

V. Chémieu: Séismographes donnant directement les trois composantes d'un séisme et les variations lentes de la verticale. (Compt. rend. **156.** 832—835. 1913.)

Verf. zeigt, wie man mittels einer Torsionswaage die beiden Horizontalkomponenten sowie die Vertikalkomponente eines Erdbebens bestimmen kann; überdies erhält man für langsame Schwingungen der Vertikalen einen Ausschlag von 1 cm pro 0,05 Bogensekunden. **Johnsen.**

Äußere Dynamik.

L. Sudry: Sur l'importance et le rôle des poussières éoliennes. (C. R. Ac. Sc. **154.** 1912. 397—399.)

Verf. gibt auf Grund von Experimenten eine komplizierte Formel für den Durchmesser eines von einer bestimmten Luftströmung bewegten Kornes an. Als Resultat ergibt sich, daß feinsten Staub in allen Teilen des Weltmeeres zur Ablagerung aus der Luft gelangen kann. Das Hinuntersinken desselben in die Tiefsee erfolgt jedoch so langsam, daß hierbei starke Veränderungen chemischer Art stattfinden, worauf teilweise die Eigenschaften des roten Tiefseetones zurückzuführen sind. Ein großer Teil des diesen Ton liefernden Materials ist feinsten vulkanischen Staub [der, wie die abnormen Dämmerungserscheinungen nach großen Vulkanausbrüchen zeigen, oft jahrelang in der Atmosphäre suspendiert bleiben kann. Ref.] Die Anschauung mancher Autoren, daß der Gasgehalt des Tiefenwassers auf die Gassphäre, die jedes Staubteilchen, das ins Meer sinkt, mit sich führt, zurückgeführt werden könnte, ist unhaltbar, da dieselbe schon nach Durchmessung weniger Meter Fallhöhe vom Wasser absorbiert werden muß. Der Gasgehalt des Meerwassers richtet sich vielmehr [wie wir längst wissen. Ref.] sehr genau nach dem Gasdruck, der über dem Ozean liegt. [Daß dabei der relativ hohe O-Gehalt des Tiefen-

wassers unserer Ozeane auf eine Herkunft aus dem antarktischen Ozean hinweist, diese Tatsache wird hierdurch nicht berührt. Ref.] Für jede Hypothese der Zunahme des Salzgehaltes des Meeres im Laufe der geologischen Zeit durch Neuzufuhr von Salz vom Lande her ist es von Wichtigkeit zu wissen, daß feinsten Salzstaub in umgekehrter Richtung vom Meere her durch die Atmosphäre verfrachtet wird. Doch wissen wir nichts über den Betrag, welchen dieser Vorgang erreicht [und zweifellos könnte hierdurch die allmähliche Versalzung des Meeres nur verzögert, nicht ins Gegenteil verkehrt werden. Ref.] **Andrée.**

G. Hellmann: Über die Herkunft der Staubfälle im „Dunkelmeer“. (Sitzungsber. preuß. Akad. d. Wiss. Berlin 1913. 272—282.)

Verf. hatte bereits früher auf Grund englischer Schiffstagebücher den Nachweis erbracht, daß die Staubfälle, welche den Nordatlantischen Ozean um die Canarischen und Kapverdischen Inseln auszeichnen, aus den Küstengebieten Nordafrikas stammen müssen. Damit war die Ansicht EHRENBURG's widerlegt, daß sie aus Südamerika kämen, was von diesem Autor aus den reichlichen Funden südamerikanischer Diatomeen in dem von den Segeln heimkehrender Südamerikafahrer abgekratzten Staube geschlossen war! Verf. wendet sich in dieser weiteren Arbeit gegen zwei Argumente EHRENBURG's, welche er erst neuerdings nachzuprüfen in der Lage war. EHRENBURG leugnete nämlich einmal das Auftreten des Ostpassats in der nordafrikanischen Wüste, zum andern aber die Möglichkeit der Herkunft roten Staubmaterials aus diesem Gebiete, welches vorwiegend weiße Sande enthalte. HELLMANN ist jetzt in der Lage, auf Grund vielfacher, von Reisenden und französischen Militärstationen ausgeführter meteorologischer Aufzeichnungen zu erweisen, daß der Ost- und Nordostpassat in dem fraglichen Gebiete zu den vorherrschenden Winden gehört. Zum andern aber führt er aus den Reiseberichten eine große Zahl von Vorkommnissen rot gefärbter Sande etc. an, so daß nunmehr auch die letzten Einwürfe EHRENBURG's entkräftet sind. Da die rote Farbe wesentlich einer Außenhaut der einzelnen hellgefärbten Quarzsandkörner und den feineren Korngrößen der Sande etc. angehört, ergibt sich die überraschende Erscheinung, daß die von Nordafrika ausgehenden Sand- und Staubfälle, einerlei, ob sie gegen Westen auf den Ozean oder gegen Norden über Mittelmeer und Europa entsandt werden, eine allmähliche Farbenänderung erkennen lassen, welche von einem helleren Farbton über Gelb in Rot umschlägt. Daher auch die intensiv rote Farbe des „Passatstaubes“ und Blutregens in weiter Entfernung vom Ursprungsgebiet. [Schon die Challenger-Expedition lotete im „Dunkelmeer“ Sedimentproben, deren Reichtum an Quarzkörnern die Vermutung äolischer Zufuhr nahelegte, die nunmehr sicher gestellt ist, und ähnliches muß für die Sedimente des Mittelmeeres gelten. Die HELLMANN'sche Arbeit hat aber noch ein weiteres Interesse für den

Sedimentpetrogenetiker. Denn der Nachweis zahlreicher Vorkommnisse rot gefärbter Sande etc. in der nordafrikanischen Wüste schließt eine Lücke, welche in der Deutung des rot gefärbten Buntsandsteins als einer Bildung homolog den heutigen Wüstenablagerungen bestand; ist doch JOH. WALTHER vielfach von seinen Gegnern vorgehalten worden, daß er den Nachweis roter Wüsten in der Jetztzeit schuldig geblieben sei. Ref.]

Andrée.

Petrographie.

Sedimente.

L. Sommermeier: Neue Ooide. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 66. 318—329. 4 Taf. 1914.)

1. Ooide im Kalktuff des Kartsteinfelsens, einem diluvialen Gehängetuff auf mitteldevonischer Unterlage in der Gegend von Eiserfey in der Eifel.

In einem wenig porösen Travertin eingeschlossen fand sich in einem Durchmesser von 1—2 m ein Nest von typischen Kalkspatoiden von Pfefferkorngröße bis zu 10 cm Durchmesser, alle konzentrischschalig und gleichzeitig radialstrahlig struiert, alle mit einem Kern versehen und von wechselnder, in erheblichem Maße durch die Form des Kerns bedingter Gestalt; doch besitzen nur die kleinsten, etwa bis zu Erbsengröße Kugelform, die größeren erinnern mehr an rundliche Gerölle. Der Kern besteht aus sehr lockerem Kalktuff, bisweilen an ein feines Moospolster erinnernd, aber auch dann zweifellos anorganisch, aus eckigen Bruchstücken von Ooidschalen, halben Ooiden und auch fremden Geröllen. Zur Erklärung nimmt Verf. beim Fehlen aller auf thermalen Absatz hinweisenden Merkmale an, „daß hier zeitweilig ein Wasserfall über den Rand des anwachsenden Gehängetuffes stürzte und an der Stelle des Aufprallens ein kleines Becken mit lebhaft strudelndem Wasser bildete“. Kalktuffbrocken wurden durch den Wirbel in Bewegung gehalten, losgebrochene größere Stücke wurden überschalt, ebenso Anhäufungen von verwachsenen abgelagerten Ooiden. „Durch die Stoßkraft des Wassers mögen derartige Teile dann auch wieder zeitweilig in Bewegung gesetzt und umgewälzt sein, so daß eine allseitige Umschalung erfolgen konnte.“ Verf. hält somit diese Gebilde im Gegensatz zu einer früher von ihm ausgesprochenen Ansicht für rein anorganisch.

Ganz entsprechende Ooide fanden sich in demselben Gebiet in einer alluvialen, wahrscheinlich verschwemmten Kalktuffablagerung, die als Bachkalk bezeichnet wird.

2. Rezente Ooide von Neu-Seeland.

Bei einer Bohrung im Brunner Survey-Distrikt, Südinsel von Neu-Seeland, auf dem Ölfeld von Kotuku, spritzte beständig Salzwasser mit

hohem Kalkgehalt heraus; in dem abfließenden Wasser bildeten sich um kleine Kalkpartikel oder Sandkörner konzentrischstrahlige Ooide, bei denen die Radialstruktur durch kräftige Büschel mit starken Seitenästen und fiederförmiger Verzweigung sehr deutlich zum Ausdruck kommt.

Milch.

J. A. Udden: Mechanical composition of clastic sediments. (Bull. Geol. Soc. of Amer. 25. 1914. 655—744.)

Verf. untersuchte eine große Zahl von Sedimenten auf ihre Korngröße, und zwar glaziale Blockablagerungen, Wassersedimente und äolische Sedimente. Er unterscheidet an Korngrößen (nach Durchmessern in Millimetern): Large boulders (256—128), medium boulders (128—64), small boulders (64—32), very small boulders (32—16), very coarse gravel (16—8), coarse gravel (8—4), gravel (4—2), fine gravel (2—1), coarse sand (1— $\frac{1}{2}$), medium sand ($\frac{1}{2}$ — $\frac{1}{4}$), fine sand ($\frac{1}{4}$ — $\frac{1}{8}$), very fine sand ($\frac{1}{8}$ — $\frac{1}{16}$), coarse silt or dust ($\frac{1}{16}$ — $\frac{1}{32}$), medium silt or dust ($\frac{1}{32}$ — $\frac{1}{64}$), fine silt or dust ($\frac{1}{64}$ — $\frac{1}{128}$), very fine silt or dust ($\frac{1}{128}$ — $\frac{1}{256}$), coarse clay ($\frac{1}{256}$ — $\frac{1}{512}$), medium clay ($\frac{1}{512}$ — $\frac{1}{1024}$), fine clay ($\frac{1}{1024}$ — $\frac{1}{2048}$). — Welche Gesichtspunkte bei der Wahl der etwas ungewöhnlichen Grenzzahlen maßgebend waren, ist aus der Arbeit nicht ersichtlich; im übrigen wird eine solche Wahl, abgesehen vom Allerfeinsten, ja immer willkürlich ausfallen. Doch kann sich Ref. aus leicht begreiflichen Gründen mit der Bezeichnung der feinsten Korngrößen als „clay“ in keiner Weise befreunden; hier wäre etwa „mud“ (Schlamm) vorzuziehen gewesen. Die Resultate der Messungen sind in Tabellen niedergelegt. Zur Untersuchung gelangten auch eine größere Anzahl von rezenten Meeressedimenten, die vom U. St. National Museum zur Verfügung gestellt waren. Wenn darunter sich auch solche befinden, welche zum nicht geringen Teil aus biogener Komponente (Globigerinen etc.) bestehen, so muß doch gesagt werden, daß die Ausschaltung solcher im Interesse der Sicherstellung der Resultate empfehlenswert gewesen wäre, da die Gesetze, welche sonst die Korngröße in klastischen Sedimenten regeln, für leere, gekammerte Schalen infolge des erniedrigten Gewichtes derselben keine Gültigkeit haben, worauf besonders PHILIPPI bei Diskussion der Siebmethode THOULET's hingewiesen hat. Übrigens sind Magneteisensande in einer besonderen Tabelle zusammengefaßt. Sonst sind spezifisches Gewicht und Form der Komponenten vernachlässigt. Zum Zwecke der Diskussion der Resultate unterscheidet Verf. für die Sedimentation im Wasser und in der Luft je drei Arten von Sedimentation:

Für Wasserabsatz: drifting, silting, washing.

Für Luftabsatz: blowing, dusting, winnowing.

„Drifting“ bzw. „blowing“ bezeichnet Absatz unter dem Einfluß einer in konstanter Richtung gehenden Wasserströmung (-drift), bzw. eines (blasenden) Windes. „Siling“ bzw. „dusting“ ist der Absatz feiner Suspensionen aus mehr oder weniger ruhigem Wasser- bzw. Luftmedium. Mit „washing“ bzw. „winnowing“ ist die Sedimentation unter dem Einfluß ver-

schiedener, einander regelmäßig abwechselnder Strömungen bezeichnet, die jede für sich mehr oder weniger konstante Richtung hat. Dies gilt insbesondere von den Gezeitenströmen; in der Atmosphäre kommt diese Art der Bewegung seltener mit ähnlicher Konstanz zustande. Verf. glaubt nun folgende Gesetze gefunden zu haben, die wir uns entsprechend ins Deutsche übersetzen wollen: 1. Gesetz von der Hauptkorngröße („Law of the chief ingredient“). In den meisten Sedimenten zeigen die klastischen Bestandteile eine bestimmte Korngröße, welche alle anderen Korngrößen an Quantität mehr oder weniger stark übertrifft. [Dieses Gesetz trifft auch für die Ooide der meisten Oolithe zu und ist von großer Bedeutung für die Auffassung der Genese derselben. Ref.] 2. Gesetz über die Quantitätsabnahme der Nebenkorngrößen („Law of decreasing admixtures“). Faßt man die Korngrößen eines Sedimentes derart zu Gruppen zusammen, daß die Durchmesser derselben in konstantem Verhältnis zueinander stehen, so ist die Quantität der einzelnen Gruppen, von Spezialfällen abgesehen, um so geringer, je mehr die betreffende Korngröße von der Hauptkorngröße abweicht, und läßt sich ebenfalls durch ein bestimmtes Verhältnis ausdrücken, welches Aufbereitungsindex („index of sorting“) genannt wird. 3. Gesetz des Aufbereitungsindex („Law of the sorting index“). Wenn man die einzelnen Korngrößen so zu Gruppen zusammenfaßt, daß in jeder Gruppe der Durchschnittsdurchmesser halb so groß wie der der nächstgrößeren, aber doppelt so groß wie in der nächstfeineren Gruppe ist, so ist der Aufbereitungsindex für Wasser-sedimente, die unter „drifting“ und „silting“ gebildet wurden, nahezu 2,5 : 1, für äolische Sedimente, die unter „blowing“ und „dusting“ entstanden, nahezu 4,5 : 1. D. h. die Aufbereitung der äolischen Sedimente ist meistens besser als bei den Wasserablagerungen. 4. Gesetz des sekundären Maximums („Law of the secondary maximum“). Ein transportierendes Medium, dessen Einwirkung Material von äußerst verschiedenartiger Korngröße unterliegt, wird ein Sediment bilden mit zwei maximalen Korngrößen. Die Hauptmaximalkorngröße entspricht dem in Suspension transportierten Material, das sekundäre Maximum enthält eine kleinere Quantität sehr groben Materials, welches auf dem Boden fortgerollt ist. [Ref. möchte hierbei an die oft von ooidischen Rinden überzogenen Gerölle mancher Oolithe erinnern!] Bei Wassersedimenten enthält das sekundäre Maximum Korngrößen, deren Durchmesser mindestens 16mal so groß ist als die des Hauptmaximums, bei äolischen Sedimenten ist das Verhältnis mindestens wie 8 : 1. Bei letzteren ist gleichzeitig in der Regel die Quantität des sekundären Maximums relativ größer als bei Wasserablagerungen. Hiermit ist also ein Mittel gefunden, unter günstigen Umständen bei fossilen Ablagerungen festzustellen, ob ein Sediment wäßriger oder äolischer Entstehung ist. Es fragt sich nunmehr, ob auch die einzelnen Arten der Sedimentation, die Verf. im Anfang unterschieden hatte, nach den Korngrößen wiederzuerkennen sind. Ein besonderes Verhalten zeigen „washed sediments“. Bei ihnen zeigt der Aufbereitungsindex das Verhältnis 4,5 : 1, welches für äolische Sedimente gilt, geht vielfach

sogar darüber hinaus; die Aufbereitung ist also äußerst vollkommen. „Drift and blown material“ einerseits, „silt and dust“ andererseits bilden die beiderseitigen Extreme eines Aufbereitungsprozesses, und die Korngrößen sind je nach der mechanischen Kraft des jeweiligen Transportvorganges mehr oder weniger übereinstimmend. Unterschiede sind aber folgende: In Sedimenten aus Wasser- bzw. Winddrift ist die Quantität der Hauptkorngröße größer als in „silt“ und „dust“, ferner zeigen erstere in der Regel eine größere Anzahl verschiedener Korngrößengruppen oder -grade. Dieser Unterschied tritt am stärksten bei Windablagerungen in Erscheinung. Während bei „silt“ und „dust“ die Nebenkorngrößen auf beiden Seiten des Maximums mehr oder weniger symmetrisch angeordnet sind, ist die Verteilung der Nebenkorngrößen bei „drift“ oft extrem unsymmetrisch. Weitere Diskussion der Tabellen ergab dem Verf. noch eine Reihe von Unterschieden zwischen Wasser- und Windsedimenten; doch gelten alle diese Feststellungen nur für den großen Durchschnitt, und Verf. gibt selbst eine Reihe von Fällen an, bei denen die üblichen Grenzen überschritten sind. Im allgemeinen aber gilt folgendes: „Water drift, blown materials, and washed water deposits may all be well sorted, but the sorting of the former seldom approaches that of dune sand and very rarely that of the best sorted washed deposit. In silt and dust the index is much more constant for each. But even here exceptional cases exist.“

Andrée.

Europa.

k) Österreich-Ungarn.

J. Schadler: Zur Kenntnis der Einschlüsse in den südsteirischen Basalttuffen und ihrer Mineralien. (Min.-petr. Mitt. 32. 485—511. 1913).

Es werden näher untersucht Olivinbomben und Aggregate von Hornblende und monoklinem Pyroxen.

1. Die Olivinbomben.

Ihre Größe ist sehr wechselnd; einige messen bis zu einem halben Meter im Durchmesser; meist sind es rundliche Formen, bisweilen zeigen sie parallelepipedische Umgrenzung. Der Mineralzusammenhang ist meist kein inniger. Mineralogisch liegt ein Typus eines Lherzoliths vor mit Olivin, Bronzit, Chromdiopsid und Picotit.

Die chemische Analyse eines Olivins vom Kuruzzenkogel ergab: SiO_2 40,72, FeO 9,47, MgO 49,88; Summe 100,07.

Der feingepulverte Olivin verlor beim Erwärmen bis 150° 0,31 %, blieb dann bis 300° konstant und nahm erst bei starkem, andauerndem Erhitzen über dem Bunsenbrenner unter Rotfärbung an Gewicht um 1,05 % zu. Der theoretischen Gewichtszunahme von 9,31 % Fe_2O_3 würden 1,03 % entsprechen.

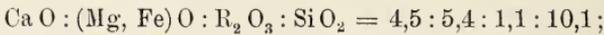
Ein Vergleich mit anderen Analysen von Olivinen basaltischer Gesteine zeigt eine bemerkenswerte Konstanz des Verhältnisses $\text{FeO} : \text{MgO} = 1 : 9$ bis $1 : 10$.

Die chemische Analyse eines Bronzits aus einer Bombe von Unterweißenbach ergab: SiO_2 53,40, Al_2O_3 3,66, Cr_2O_3 0,34, Fe_2O_3 4,66, FeO 4,04, MgO 33,16, CaO 0,75, H_2O 0,26; Summe 100,27.

Das spezifische Gewicht betrug bei 18° 3,315 bis 3,318.

Die chemische Analyse eines Chromdiopsids (spez. Gew. 3,337 [18°]) ergab: SiO_2 49,87, Al_2O_3 5,44, Cr_2O_3 1,76, Fe_2O_3 2,75, FeO 2,50, MgO 16,26, CaO 20,74, H_2O 0,55; Summe 99,87.

Die Analyse führt zu einem Molekularverhältnis



es entfallen demnach auf

(Mg, Fe) (Al, Fe, Cr)₂ Si O₆ 14,29 Molekülprocente

(Mg, Fe) Ca₂ Si₂ O₆ 85,71 „

Die Bauschanalyse einer Olivinbombe von Unterweißenbach ergab: SiO_2 43,01, Al_2O_3 3,01, Cr_2O_3 0,28, Fe_2O_3 3,62, FeO 5,89, MgO 38,54, CaO 2,92, H_2O 0,94, unaufgeschlossen in $(\text{K, Na})_2\text{CO}_3$ 1,62; Summe 99,83.

Am Aufbau des Gesteins beteiligen sich in annäherndem Verhältnis: Olivin mit 50,8 %, Bronzit mit 28,4 %, Chromdiopsid mit 13,8 %, Picotit mit 6,4 %, H_2O mit 0,4 %.

Beim Vergleich mit anderen Analysen fällt die Konstanz in der chemischen Zusammensetzung der Bomben verschiedenener Fundorte auf.

Die Analyse der Verwitterungssubstanz der Olivinbomben läßt vermuten, daß kein einheitliches Produkt entstanden ist; mikroskopisch besteht es aus einem Aggregat anisotroper Schuppen und Nadelchen.

2. Hornblende und monokliner Pyroxen.

Die finden sich allein oder in Aggregaten mit Biotit und Olivin. Häufiger tritt Hornblende mit Biotit auf, seltener die Kombination Hornblende, Augit, Olivin. Der Olivin war stets als ältester Gemengteil zu erkennen.

Die Analyse einer Hornblende ergab: SiO_2 39,66, TiO_2 4,60, Al_2O_3 14,27, Fe_2O_3 5,07, FeO 5,10, MnO Spur, MgO 14,56, CaO 10,78, K_2O 2,10, Na_2O 3,52, H_2O 0,49; Summe 100,06.

Ihr spezifisches Gewicht betrug bei 20° 3,266.

Ihre Zusammensetzung wird verglichen mit der von PENFIELD vertretenen Ansicht; sie genügt ihr nur dann, wenn das Titan als Ti_2O_3 gerechnet wird.

Die chemische Analyse eines Pyroxen (spez. Gew. 3,323 [18°]) ergab: SiO_2 47,99, TiO_2 1,25, Al_2O_3 9,36, Fe_2O_3 2,48, FeO 3,56, MgO 14,87, CaO 19,97, H_2O 0,59; Summe 100,07.

Aus dem Zusammenvorkommen wird geschlossen, daß Hornblende und Olivinmassen gleichzeitig ausgeworfen worden sind, daß sich aber aus den abwechselnd leeren und gefüllten Schichten eine intermittierende Förderung ergibt. Genetisch scheinen beide gleichartig entstanden zu

sein, doch ist Olivin als älteres Material anzusehen. Die Frage nach ihren Bildungsbedingungen bleibt eine offene. Anhangsweise wird eine Übersicht über die Fundpunkte von Olivinbomben gegeben, sowie eine solche über die einschlägige Literatur.

R. Nacken.

T. L. Tanton: Die mandelsteinartigen Kersantitgänge bei Thal in Tirol (Lienzer Klause). (Min.-petr. Mitt. **32**. 469—484. 1913.)

In der Mitte des großen gebrochenen Bogens der periadriatischen Eruptivgesteine, der das Senkungsfeld der Adria im Norden umgibt, findet man bei Thal drei parallele Gänge mit Verzweigungen, den Liaskalkstein durchbrechend. Der größte besitzt eine Mächtigkeit von 0,5 m, der längste verschwindet nach 15 m unter der Vegetationskrume. Im Handstück erscheint das Ganggestein als ein dunkler, feinkörniger Biotitporphyr mit Mandeln, deren Durchmesser von 1 cm herab bis zu dem eines Stecknadelkopfs variiert. Sie sind mit halbdurchscheinendem Calcit angefüllt. Mit freiem Auge sind Biotitblättchen, die in unvollkommenem Parallelismus stehen, und wenige Augitkristalle zu erkennen. Die Grundmasse ist feinkörnig, schwärzlichgrau. Das Gestein besteht wesentlich aus den genannten Mineralien neben Plagioklas, Magnetit, Apatit, Zirkon, Titanit, Glas. An Verwitterungsprodukten wurde Chlorit, Calcit, Epidot gefunden. Pyrit zeigt sich nahe dem Kontakt.

Die mikroskopische Untersuchung liefert nichts wesentlich Neues. Interessant sind die Mandeln, um deren Peripherie die Biotitblättchen tangential angeordnet sind. Sie sind ausgefüllt von Calcit, Analcim, hier und da von Phillipsit. Photographische Aufnahmen von Schliffbildern zeigen Biotit mit Zonenstruktur, Mandelfüllungen und Kontakterscheinungen.

R. Nacken.

L. Schurk: Der Flugkogelgneis aus dem Hochalm-Ankogelmassiv. (Min.-petr. Mitt. **33**. 1—26. 1914.)

Nach einer kurzen Einleitung zur Klarlegung der geologischen Verhältnisse folgen die Ergebnisse der petrographischen Untersuchung. Der Flugkogelgneis ist ein echter Orthogneis, entstanden aus einem Tiefengestein von syenitisch-dioritischem Charakter. Unter dem Einfluß der in der oberen Tiefenzone wirkenden Umwandlungsbedingungen erhielt er seine mineralogische und strukturelle Ausbildung, worauf Kataklasstrukturen, der völlige Zerfall der Plagioklase in Albit und Tonerdesilikate und das Auftreten von Chlorit hinweisen. Nach seinem chemischen Charakter hält er die Mitte zwischen Dioriten und Syeniten und gehört so zu den Becke'schen Floititen. Nach GRUBENMANN ist er unter die Epidotalbitgneise einzureihen. Sein spezifisches Gewicht beträgt im Mittel 2,858. Die chemische Analyse ergab: SiO_2 55,94, TiO_2 0,25, Al_2O_3 17,91, Fe_2O_3

2,58, FeO 3,98, MgO 3,31, CaO 6,19, Na₂O 3,31, K₂O 3,75, H₂O 1,25, CO₂ 1,35, P₂O₅ 0,09; Summe 99,91.

In metamorpher Ausbildung sind basische Schlieren und aplitische Adern nachzuweisen. Es wurden beobachtet Einlagerungen von Hornblendegneis, basischem Floitit, Amphiboliten und Hornblendefels, sowie von Gesteinen sedimentärer Herkunft.

R. Nacken.

A. Pelikan: Über Analcim-Basalte. (Min.-petr. Mitt. 33. 187—193. 1914.)

Es handelt sich um die Frage, ob Analcim ein primärer Gesteinsbestandteil sein kann oder nicht und ob dementsprechend die Bezeichnung „Analcim“-Gestein berechtigt ist. Nach Aufzählung der Literaturstellen für und wider eine solche Ansicht sucht Verf. in Anlehnung an bekannte Analogiebeispiele aus der physikalischen Chemie über wasserhaltige Systeme nachzuweisen, daß primäre Entstehung als Schluß einer magnetischen Ausscheidungsfolge möglich sei. Jene Periode der Verfestigung würde mit BECKE epimagmatisch zu nennen sein.

R. Nacken.

J. E. Hibsich: Der Marienberg bei Aussig und seine Minerale. (Min.-petr. Mitt. 33. 340—348. 1915.)

Auch diese Mitteilung beschäftigt sich mit der Frage der hydrothermalen Mineralbildung in Blasenräumen. Als ein gutes Beispiel hierfür können die Minerale des genannten Fundorts angesehen werden.

R. Nacken.

F. Becke: Zur Karte des niederösterreichischen Waldviertels. (Min.-petr. Mitt. 33. 351—355. 1915.)

In der vorliegenden Mitteilung wird über Ergänzungen und Verbesserungen der geologisch-petrographischen Karte des Waldviertels berichtet, die bei Exkursionen in dieses Gebiet während der Jahre 1913 und 1914 beobachtet worden sind.

R. Nacken.

A. Scheit: Die Einschlüsse im Sodalithtephrit des Weschener Berges. (Min.-petr. Mitt. 33. 227—243. 1915.)

Der Sodalithtephrit ist ein dichtes, dunkelgraues Gestein mit wenigen Einsprenglingen von Augit und Magnetit. Es bildet eine kleine Kuppe 7½ km östlich von Teplitz in der Nähe des Dorfes Weschen (geol. Karte des böhm. Mittelgebirges. Bl. VIII) und ruht auf einem teilweise von

jüngeren Sedimenten bedeckten Basaltsockel. Neben sekundär entstandenen Mineralien wie Natrolith, Brauneisenerz, Kalkspat, Aragonit, Gips, Cölestin, Apophyllit, Opal in Pseudomorphosen nach diesem, finden sich interessante Einschlüsse, die durch einen Steinbruchsbetrieb am Gipfel des Berges aufgeschlossen sind. Verf. teilt sie in

enallogene, Granit, Aplit, Gneis, Sandstein, Orthoklasaggregate; und homöogene, basische Ausscheidungen.

Die Granitbrocken von Haselnuß- bis Faustgröße grenzen scharf vom Gestein ab. Die Einschmelzung ist an der Glasbildung, die selbst wieder Entglasungserscheinungen zeigt, deutlich erkennbar. Der Feldspat — meist Orthoklas — ist wenig, der Quarz stark korrodiert. Biotit ist in ein Aggregat von Magnetit, wenig Spinell und vermutlich Albit-Oligoklasgemenge als Grundmasse verändert. Die aplitischen Einschlüsse sind wenig zahlreich. Die Einschlüsse von Gneis sind feinkörnig und zeigen sich in zwei Typen: einmal kompakt, lagenartig angeordnet in seinen weißen, braungrünen und schwarzen Gemengteilen, dann gleichmäßig dunkellauchgrün, porös, unter Erhaltung der ehemaligen Schieferstruktur durch Streckung der Poren. Es werden einige interessante Umbildungen beschrieben, welche Biotit und u. a. auch Quarz erlitten haben. Der Sandstein ist nur wenig durch Kontaktbildung metamorphosiert. Die Orthoklasaggregate bestehen aus kleinen Körnchen, die mit buchtigen und zahnigen Formen ineinandergreifen. Sie zeigen Glas- und Flüssigkeitsporen. In den basischen Ausscheidungen, die nur in 2 Proben vorliegen, erkennt man Apatit, Erz, Titanit, Pyroxen, Hornblende, Natrolith.

R. Nacken.

F. Seemann †: Geologische Karte des Böhmisches Mittelgebirges. Blatt XIII (Gartitz—Tellnitz). (Min.-petr. Mitt. 33. 103—184. 1914. 1 geol. Karte. 4 Textfig.)

Der größte Teil des Kartengebietes gehört dem Böhmisches Mittelgebirge an mit seinen verschiedenartigen, im Oberoligocän und Miocän geförderten Eruptivgesteinen. Der Nordwestwinkel wird von alten Graniten und Gneisen des Ergebirges eingenommen und zwischen beide Gebiete schiebt sich als landschaftliches Hauptelement die durch ihre Kohlenschätze berühmte Ebene des nordöstlichen Ausläufers des Teplitzer Miocänbeckens. Ähnlich wie das letztere verhält sich die zwischen Erzgebirge und das Böhmisches Mittelgebirge eingeschaltete Kreidemergelplatte.

Besondere petrographische Erscheinungen treten nicht auf. Im Grundgebirge (Carbon?) haben wir massig-körnigen Biotitgranit, Biotitgneis, Pegmatite und Aplit, Amphibolite. Permische Eruptivgesteine sind Quarzporphyr und Felsitfels, Kersantit. Eruptionen begannen im Oberoligocän, dauerten wahrscheinlich bis ins Miocän und förderten Basalte, Tephrite und Trachyte nebst den begleitenden Tuffgesteinen. Aufgezählt werden Feldspatbasalt, Nephelinbasalt mit Übergängen, Leucitbasalte, rhönit-

führende Basalte, Augitit, Leucittephrit, Nephelintephrit, Hauyn- und Sodalithtephrit, Glastephrit, Trachyandesit, Trachyt.

Auf ihre petrographische Untersuchung sei verwiesen.

Technisch werden verwendet als Straßenschotter die Basalt- und Tephritkörper. R. Nacken.

J. E. Hibsch: Geologische Karte des Böhmisches Mittelgebirges. Blatt X (Lewin). (Min.-petr. Mitt. 33. 281—332. 1915. 1 geol. Karte u. 4 Textfig.)

Die Karte umfaßt den reichgegliederten südöstlichen Anteil des Böhmisches Mittelgebirges. Das Gebiet ist reichlich durchsetzt von intrusiven Eruptivkörpern. Einige davon treten gangförmig auf, die Mehrzahl jedoch bildet schlotförmige Körper, die in der Regel die Sedimente glatt durchgeschlagen haben. Nur in wenigen Fällen wurden die benachbarten Sedimente lakkolithisch emporgewölbt, so durch den Phonolithkörper des Kelchberges, den Phonolith des Ratzenberges bei Ratzkau und den Sodalithtephrit des Geltschberges.

Die Eruptivkörper des Oberoligocäns bestehen aus Basalt- und Tephrituffen, dann aus Alkalifeldspatbasalten, Nephelin- und Glasbasalten aus der Reihe der Basaltgesteine, dann aus Gesteinen der Tephritreihe (Sodalithtephrit, Nephelintephrit, Leucittephrit, Glastephrit), aus Essexit, Ganggesteinen von Monchiquit und Mondhaldeit, endlich aus Phonolithen.

Die vorliegenden Gesteine wurden eingehend petrographisch beschrieben. Es sei auf ihre Beschreibung verwiesen. Neuartige Beobachtungen sind dem Ref. nicht aufgefallen.

Neue Analysen eines Sodalithtephrits vom Geltschberge (I) und eines trachytischen Sodalithphonoliths nördlich des Litaischberges vom Gange bei 400 m Seehöhe (II) werden mitgeteilt.

	I.	II.
d	2,727	2,562
Si O ₂	52,33	59,50
Ti O ₂	2,34	0,54
P ₂ O ₅	0,31	Spur
Al ₂ O ₃	16,38	19,22
Fe ₂ O ₃	5,24	2,01
Fe O	2,90	1,45
Mn O	0,36	0,53
Ca O	7,92	3,31
Mg O	2,14	0,60
K ₂ O	3,20	4,12
Na ₂ O	5,19	7,26
Cl	0,00	—
SO ₃	0,00	—
H ₂ O chem. geb.	1,95	1,75
	100,26	100,29

R. Nacken.

V. Rosický: Petrographische Mitteilungen aus dem mittelböhmischen Granitmassive. I. (Abh. böhm. Akad. 1915. No. 4. 39 p. 1 Taf., 2 Textfig. Böhmisches.)

1. Biotitpyroxensyenit von Tábor. Dieses Gestein, von älteren Autoren als Granit, später als Kersanit bezeichnet, besteht aus Biotit, Diallag, Hypersthen und Orthoklas als wesentlichen Gemeingteilen, denen sich etwas Plagioklas (Oligoklas und Andesin, spärlich saurer Labradorit), dann Quarz, Apatit, Ilmenit, Rutil und Pyrit zugesellt; von sekundären Mineralien sind Titanit und Hornblende zu nennen. Der Biotit ist ein Glimmer II. Ordnung, steht dem Lepidomelan nahe und zeigt zahlreiche pleochroitische Höfe um Apatiteinschlüsse. Der Hypersthen bildet vertikale Säulen ohne idiomorphe Endigung; Pleochroismus α gelblich rosafarbig, β rötlich, γ sehr blaßgrünlich (nach Ausglühen β dunkel, γ heller rotbraun), $\gamma - \alpha = 0,011$, $\gamma - \beta = 0,003 - 0,004$, optischer Charakter negativ, $2E = 75 - 90^\circ$. Der Diallag kommt in schmutzigrünlichen Körnchen vor, die u. d. M. blaßgrünlich sind. Auslöschungsschiefe auf (110) = $38 - 40^\circ$, auf (010) = 42° , $\gamma - \alpha = 0,026$; ausgeglüht wird der Diallag etwas dunkler, bräunlichgrünlich, aber ohne Pleochroismus. Der Orthoklas ist vielfach mikroperthitisch mit Albit, myrmekitisch mit Quarz verwachsen. Der Quarz ist zumeist der jüngste Gemeingteil, doch bildet er auch z. T. idiomorphe Einschlüsse im Biotit und in den Feldspäten. Auch andere Autoren (KATZER, FIŠER) erwähnen diese frühzeitige Quarzausscheidung als eine charakteristische Erscheinung der Randfazien des mittelböhmischen Granitmassivs. Interessant ist ein wahrscheinlich allothigenes Pleonastkorn, das mit einem wahrscheinlich aus Talk bestehenden kelyphitischen Kranze umgeben ist. Die Umwandlung beider Pyroxene zu einer aktinolithischen Hornblende scheint der Wirkung der posteruptiven Emanation, zum Teil jedoch auch noch magmatischen Einwirkungen zuzuschreiben zu sein.

Die Sukzession ist: Erze, Apatit und Rutil, dann Pyroxene, dann älterer Biotit und Quarz; nach der Ausscheidung desselben begann eine Periode magmatischer Resorption, die sehr intensiv war. Nach Ablauf derselben fingen die Biotite weiterzuwachsen an und es entwickelten sich vielfach Skelettformen und fächerartige Aggregate derselben, sowie Pseudomorphosen von Biotit nach den Pyroxenen. Nachher kristallisierten die Plagioklase, dann Orthoklas und schließlich der Hauptteil des Quarzes aus.

Druckwirkungen während der Erstarrung äußern sich in grob paralleler Anordnung der Glimmerblättchen, einer starken Protoklase der Feldspäte; aber auch das fertige Gestein wurde vielfach von einer Kataklase betroffen, die z. T. bis zur Ausbildung einer augenweisähnlichen Struktur vorgeschritten ist, andererseits, besonders an den Salbändern der aplitischen Nachschubadern, stark zermalmte Streifen erzeugt hat.

Die chemische Zusammensetzung ist von Jos. HANUŠ ermittelt worden:

SiO₂ 58,87, TiO₂ 0,83, Al₂O₃ 14,81, Fe₂O₃ —, FeO 4,68, MnO 0,21, CaO 4,37, MgO 5,79, K₂O 6,29, Na₂O 3,45, H₂O hygroskopisch 0,25, H₂O chemisch gebunden 0,62, P₂O₅ 0,15; Sa. 100,32.

Dichte = 2,77 bis 2,78, in einer anderen Probe = 2,84.

Die Analyse wird vom Verf. nach dem Vorgang von ROSENBUSCH, OSANN und LOEWINSON-LESSING ausführlich diskutiert, mit dem Ergebnis, daß auch einige Beziehungen zu den Minetten zu konstatieren sind.

Faziesabänderungen des Táborer Syenits variieren in der relativen Menge der Gemengteile und Struktur. Bei Radkov tritt ein Gestein auf, das einen Übergang vom Syenit zum Granodiorit darstellt, indem es reicher an Plagioklas und Quarz ist und die mikroperthitischen Verwachsungen in viel geringerer Menge enthält; jüngere Biotite sind hier nur ganz spärlich, die Umwandlung von Pyroxen in Hornblende scheint magmatisch zu sein und hat wahrscheinlich vor allem den Hypersthen betroffen.

2. Granodiorit vom Dehetníkberge bei Borotín besteht aus Biotit, Diopsid, Plagioklas, Orthoklas und Quarz nebst etwas Apatit, Pyrit, sekundärer Hornblende, Chlorit und Titanit. Der Diopsid bildet Körner und vertikale Säulchen, ist fast farblos, gelblichbräunlich mit einem grünlichen Tone; maximale Auslöschungsschiefe beträgt etwa 39½°. Der Amphibol gehört gemeiner grüner Hornblende an und ist auch hier wahrscheinlich magmatisch aus dem Pyroxen entstanden. Der Plagioklas ist zumeist ein Oligoklas bis Andesin, selten bis Ab₁An₁. Die Zwillingslamellierung zeigt interessante, vom Verf. abgebildete Anomalien, die er wie VAN WERVEKE und JUDD nachträglichen Druckwirkungen zuschreibt. Von der Sukzession ist hervorzuheben, daß der Biotit zwar auch hier der Mehrheit nach älter ist als der Pyroxen, vielfach aber der letztere schon zum Schlusse der Ausscheidungsperiode des Biotits zu kristallisieren begann.

Ein ähnliches Gestein beobachtete Verf. auch am Gipfel des Bukovec bei Borotín.

Die Analyse des Dehetníker Granodiorits, ebenfalls von Jos. HANUŠ ausgeführt, ergab folgende Zahlen:

SiO₂ 63,47, TiO₂ 0,63, Al₂O₃ 15,67, Fe₂O₃ —, FeO 4,07, MnO 0,54, CaO 3,65, MgO 3,00, K₂O 5,27, Na₂O 3,03, H₂O hygroskopisch 0,06, H₂O chemisch gebunden 0,63, P₂O₅ 0,09; Sa. 99,33.

Dichte = 2,76; basische Schlieren 2,94.

Die Berechnung der Analyse zeigt eine große Annäherung an den Quarzglimmerdiorit von Hurrican Ridge, Yellowstone Park, von welcher sich das Gestein vom Dehetník hauptsächlich durch das Überwiegen von Kali über Natron unterscheidet. Verf. bezeichnet aus diesem Grunde das Gestein als Granodiorit.

Beide beschriebenen Gesteine sind als ältere basische Differentiationsprodukte des mittelböhmischen Granits anzusehen, deren Verwandtschaft mit dem Hauptgranite besonders die z. T. magmatische Umwandlung von Pyroxen in Amphibol dokumentiert.

F. Slavik.

J. Klvaňa: Über den „Palackyt“ in Nordostmähren. (Festschr. d. böhm. Akad. z. 70. Geburtstag von K. VRBA. 4 p.)

Als Palackyt bezeichnet Verf. graue feinkörnige Diabase der Kreideformation, die sowohl von den mitvorkommenden Tescheniten als auch Pikriten schon makroskopisch wohl unterscheidbar sind. Sie treten überall deckenförmig, nie in Kuppen auf, zeigen säulige oder blasige Absonderung und gehören dem Alter nach der Grenze zwischen Neocom und Gault an. Der Hauptfundort des Palackyts ist Hotzendorf, zerstreut findet er sich jedoch auch im Teschnerland und Westgalizien.

Chemische Analyse des Palackyts von Hotzendorf wurde von C. F. EICHLEITER ausgeführt: SiO_2 46,45, Al_2O_3 15,49, Fe_2O_3 4,86, FeO 6,83, MgO 3,47, CaO 9,38, Na_2O 3,23, K_2O 0,57, P_2O_5 0,85, CO_2 4,90, H_2O 3,80; Sa. 99,83.

Mikroskopisch zeigt sich der Bestand des Gesteins ziemlich einfach: die Hauptbestandteile sind Plagioklas und Augit, ferner kommt titanhaltiger, teils leukoxenierter Magnetit, Biotit, Apatit, Rutil und Epidot(?) vor; der für die Teschenite bezeichnende sekundäre Analcim fehlt hier.

F. Slavik.

Fr. Slavik: Über Spilite im Příbramer Algonkium. (Festschr. z. 70. Geburtstag von K. VRBA. Prag 1915. Böhmisch. 40 p. Mit 4 Textfig. 2 Taf.)

Die Grünsteine der Příbramer Umgebung sind teils Gänge, die von VRBA in den siebziger Jahren v. Jahrh. als Diabase erkannt und beschrieben worden sind, teils lager- und deckenförmige, vielleicht auch intrusive Massen, die viel älter als die ersteren sind und dem vom Verf. seinerzeit (vergl. dies. Jahrb. 1912. I. - 81-) untersuchten Spilitkomplexe algonkischen Alters angehören.

In der vorliegenden Abhandlung werden Spilitgesteine aus folgenden Lokalitäten der Příbramer „zweiten Schieferzone“ beschrieben:

I. Lipižtal NW von Dobříš. In einem schönen Profile zeigt sich deutlich die diskordante Auflagerung des Cambriums auf dem Algonkium, das algonkische Alter der Spilite und deren Angehörigkeit zu einem tieferen Niveau des Algonkiums als die algonkischen Grauwackenkonglomerate, wie es auch KETTNER (Verhandl. geol. Reichsanst. Wien. 1914. p. 178—189) für die Gegend von Königsaal nachgewiesen hatte.

Der Spilitkomplex ist hier durch folgende Faziesbildungen vertreten:

1. Dichter Spilit im direkten Liegenden des Cambriums, mit randlich umgeschmolzenen Einschlüssen älterer, sonst wenig verschiedenen Eruptionen.

2. Augitporphyrit mit farblosem Pyroxen I. Generation und ziemlich zersetzter Grundmasse.

3. Plagioklasporphyrite, deren porphyrische Plagioklaseinsprenglinge z. T. durch chloritische Verdrängungspseudomorphosen ersetzt, z. T. wohl erhalten und randlich magmatisch korrodiert sind. Die Grund-

masse zeigt einen Übergang zwischen typisch spilitischer radialer und trachytisch-fluidaler Struktur.

4. Leukokrater Porphyrit besteht sehr überwiegend aus allotriomorphem Oligoklasaggregat mit etwas Quarz und sekundärem Chlorit; Oligoklaseinsprenglinge sind spärlich.

5. Körnige Diabase ophitischer Struktur, z. T. uralitisiert; einmal wurde in ihnen auch primäre braune Hornblende angetroffen.

6. Spilituff, zum erstenmal im böhmischen Algonkium nachgewiesen, kommt in enger Verknüpfung mit dem Plagioklasporphyrit 2. vor. In der sehr feinkörnigen, aus Feldspäten und Chlorit bestehenden Grundmasse sind Bruchstücke von körnigem Diabas, von einzelnen Plagioklas-, Augit- und Ilmenitkristallen sowie auch von klastischem Quarz zerstreut. In den Mandelräumen Calcit und Palygorskit.

II. Die Schächte der II. Příbramer Schieferzone und ihre Umgebung lieferten folgende Abarten:

1. Dichter Spilit vom Lillschacht, von strahliger Struktur mit farblosem Augit und spärlichen Plagioklasen erster Generation.

2. Spilitbreccien vom Lillschacht, schon F. v. SANDBERGER bekannt, sind tektonische, mit Gangmasse verkittete Breccien, deren Bruchstücke den eruptiven Spilitbreccien angehören und z. T. feinkörniger holokristalliner Spilit, z. T. Diabasglas sind.

3. Mandelsteine vom Ferdinandschacht, gewöhnliche Spilite mit zahlreichen, von Kalkspat und Chlorit erfüllten Mandelräumen.

4. Breccien vom Hügel beim gewesenen Pulvermagazin. Die Einschlüsse sind Mandelsteine mit interessanten Quarzin-Chloritausfüllungen, die Grundmasse wenig von ihnen verschieden. In einer — leider nicht vom Anstehenden genommenen — Probe scheint umgeschmolzener Diabastuff vorzuliegen: im blaßbräunlichen Diabasglas liegen einzelne Plagioklaseinsprenglinge, Bruchstücke von dunklerem Glas und von porphyritischem Spilit, sowie einzelne Quarzkörner.

5. Variolit von Podlesí, mit denjenigen von Weißgrün bei Radnic (dies. Jahrb. 1906. I. -51-) übereinstimmend. Einige Variolen enthalten porphyrische Plagioklaseinsprenglinge.

6. Spilit von Kozičín ist ein Variolitaphanit mit sphärokristallischer Gruppierung der Plagioklasnadeln und mit uralitisiertem Augit.

III. Dubová hora von Věšín bei Rožmitál. Nahe der Granitgrenze tritt hier ein feinkörniges, von Aplitadern durchschwärmtes Hornblendegestein auf, das u. d. M. Relikte ophitischer Struktur, soweit sie nicht durch Kataklyse und Umkristallisation ausgelöscht sind, und Reste farblosen Pyroxens zeigen. Die Hauptbestandteile des Gesteins sind mittelbasische Plagioklase, die nur spärlich zu Zoisit umgewandelt sind, und teils grünlichbraune, teils fast farblose „schilfige“ Hornblende. Das Ganze gleicht den metamorphen Spiliten, die Verf. vor Jahren aus der Gegend zwischen Pilsen und Klattau beschrieben hat.

IV. Die Umgebung von Trhové Dušníky. In dem schon von LIPOLD hervorgehobenen wichtigen Profile längs des rechten Litavka-

ufers treten Lager von körnigem Diabas auf, während SW davon, vis-à-vis dem Erbstollenmundloche, im Algonkium, nicht aber in dem darauf liegenden Cambrium, Proterobasgänge aufsetzen, die möglicherweise auch dem Spilitkomplexe zuzuzählen sind. Weiter gegen O findet man zerstreute Vorkommen von Uralitdiabas, Proterobas, feinkörnigem Diabas und Plagioklasporphyrit.

V. In den Dobříšer Wäldern O vom Lipíztale zieht sich ein etwa 2 km langer Streifen von dichten Porphyriten und Mandelsteinen, welche einem Plagioklasporphyrit aus dem Lipízer Profile (vergl. oben I. 4) nahestehen. Dieselben sind z. T. quarzhaltig und bestehen vorwiegend aus Oligoklas; dunkle Gemengteile sind durch Chlorit ersetzt, Plagioklase erster Generation nicht allzu häufig, Struktur der Grundmasse allotriomorph oder trachytisch-fluidal, die Mandelräume mit Chlorit, Chalcedon und Quarz erfüllt. Der letztere bildet auch interessante Pseudomorphosen nach Chalcedon.

VI. In den algonkischen Konglomeraten, die jünger sind als die durch die Spilite und Kieselschiefer charakterisierte Stufe des böhmischen Algonkiums, fanden Verf. und KETTNER vielerorts Spilitgerölle: am Zelený bei Kytín, bei Jiloviště, bei Říčany u. a. O.; auch in tieferen Horizonten, wie im Lipízer Profil (in den „tuffitischen Breccien“ unter den Konglomeraten, wo auch Spilituff als Gerölle konstatiert wurde), in den Grauwacken des Litavkaprofiles bei Trhové Dušníky usw. Zumeist gehören diese Spilitgerölle Plagioklasporphyriten an. Bei Říčany sind diese Gerölle druckschieferig, augengneisähnlich.

VII. Im Cambrium sind die Konglomerate des untersten POŠEPNÝ'schen Žitceer Horizonts voll von Geröllen und Bruchstücken der mannigfaltigsten Spilitvarietäten, und zwar an allen Lokalitäten und in allen drei „Grauwackenzonen“. Näheres über die Geologie und Petrographie dieses Horizontes vergleiche in der monographischen Studie R. KETTNER'S (Abh. resp. Bull. internat. böhm. Akad. 1915). In höheren Schichten des Cambriums findet sich spilitisches klastisches Material nur spärlich.

F. Slavik.

Afrika. Madagaskar.

A. Lacroix: Sur la constitution minéralogique et chimique des laves des volcans du centre de Madagascar. (Compt. rend. 156. 175—180. 1913.)

LACROIX beschreibt die hauptsächlichsten Laven der beiden Hauptvulkangebiete, Ankaratra und Itasy, im zentralen Madagaskar.

I. Ankaratra. A. Leukokrate Reihe. A₁ Liparit von Ampisarakisoa; A₂ Biotit-Sanidin-Trachyt des Sahatsio nördl. von Antsirabé;

A₃ = Biotit-Trachyt von Ambohivovona; A₄ Hornblende-Trachyt zwischen dem Tsiafakafo und dem Tsiafakafokely; A₅ Ägirin-Trachyt von Marovitsika; A₆ phonolithischer Trachyt, übergehend in Phonolith, von Iliadzadramosa; A₇ Phonolith des Tsiafakafokely; A₈ phonolithischer Trachyt von Bongatsana.

	A ₁	A ₂	A ₃	A ₄	A ₅	A ₆	A ₇	A ₈
SiO ₂ . . .	71,45	68,34	63,08	58,39	68,28	60,95	60,81	59,49
TiO ₂ . . .	0,47	0,56	0,94	1,18	0,23	0,42	0,15	0,59
Al ₂ O ₃ . . .	12,97	16,91	19,22	18,11	17,08	19,50	18,73	17,17
Fe ₂ O ₃ . . .	1,98	1,89	1,99	2,55	1,58	1,85	2,60	2,27
FeO . . .	0,53	0,25	0,73	2,65	1,03	1,19	2,37	3,33
MgO . . .	0,44	0,44	0,36	1,11	0,14	0,15	0,42	1,12
CaO . . .	1,51	1,71	2,09	3,90	0,26	1,88	1,52	2,62
Na ₂ O . . .	3,81	4,65	5,76	6,24	5,68	7,17	7,76	6,48
K ₂ O . . .	3,53	5,01	4,26	3,74	4,62	5,20	4,69	5,26
P ₂ O ₅ . . .	0,29	0,17	0,42	0,30	0,10	0,08	0,11	0,38
H ₂ O — . . .	1,74	0,06	0,64	0,57	0,41	0,16	0,16	0,37
H ₂ O + . . .	0,89	—	0,58	0,94	0,12	1,07	0,31	0,57
Sa. . .	99,61	99,99	100,07	99,68	99,53 ¹	99,62	99,63	99,65

B. Basaltische Reihe.

B₁ feinkörniger Basalt von Taniankatsa; B₂ „Labradorit“ von Ambohibaho; B₃ „Labradorit“ von Ambodinapahitra; B₄ doleritischer Basalt von Inanobé; B₅ Basaltschlacke des Tritriva; B₆ Basalt von Soanindravina; B₇ Basalt der Katsaoka; B₈ Basalt mit großen Plagioklaseinsprenglingen der Schlucht zwischen dem Tsiafakafo und dem Tsiafakafokely; B₉ Tephrit zwischen dem Tsiafakafo und dem Tsiafajavona; B₁₀ Melilith-Nephelinit des Laona; B₁₁ Nephelinit vom Gipfel des Tsiafajavona.

	B ₁	B ₂	B ₃	B ₄	B ₅	B ₆
SiO ₂ . . .	51,38	48,76	46,62	46,38	49,02	47,22
TiO ₂ . . .	2,83	2,36	2,70	3,77	2,35	2,60
Al ₂ O ₃ . . .	16,07	19,57	19,02	16,49	14,75	15,21
Fe ₂ O ₃ . . .	3,93	4,23	5,36	3,29	3,28	3,99
FeO . . .	6,19	4,69	5,12	8,83	6,81	6,55
MgO . . .	4,98	3,06	3,66	5,39	8,52	7,37
CaO . . .	6,34	7,70	8,68	8,97	9,61	8,49
Na ₂ O . . .	4,60	3,95	3,78	2,81	3,06	3,29
K ₂ O . . .	2,20	2,69	2,08	2,01	1,56	2,18
P ₂ O ₅ . . .	0,78	0,15	0,22	0,75	0,60	0,41
H ₂ O — . . .	0,22	0,78	0,85	0,33	0,32	0,56
H ₂ O + . . .	0,69	1,75	1,55	0,80		1,88
Sa. . .	100,21	99,69	99,64	99,82	99,88 ²	99,75

¹ Verf. gibt 100,13 an.

² Verf. gibt 101,68 an.

	B ₇	B ₈	B ₉	B ₁₀	B ₁₁
SiO ₂	43,39	43,09	42,61	39,02	38,74
TiO ₂	3,42	3,31	3,64	3,31	3,30
Al ₂ O ₃	13,86	16,46	12,08	11,05	11,30
Fe ₂ O ₃	2,71	4,59	4,12	3,52	4,28
FeO	9,54	6,18	7,73	6,65	7,71
MgO	9,82	8,34	10,60	14,33	11,97
CaO	11,98	12,87	13,36	15,30	14,43
Na ₂ O	2,23	1,36	2,78	2,24	3,02
K ₂ O	1,14	0,82	1,98	1,38	1,92
P ₂ O ₅	0,58	0,39	0,73	1,23	1,77
H ₂ O —	0,20	1,04	0,17	0,36	0,60
H ₂ O +	1,55	1,47	0,54	1,75	1,28
Sa.	100,42 ¹	99,92	100,34	100,14	100,32

II. Itasy.

C₁ Phonolith des Kitia; C₂ Trachyt des Andranonatoa (herrschender Typ); C₃ Haunyn-Andesit des Kasige; C₄ sehr feldspatreicher „Labradorit“ von Antsahondra; C₅ Limburgit von Andranonatoa; C₆ limburgitischer Basalt westlich von Ankidona; C₇ ebenso, nördlich des Mazy; C₈ ebenso, von Ambohimahala.

	C ₁	C ₂	C ₃	C ₄	C ₅	C ₆	C ₇	C ₈
SiO ₂	60,30	56,90	47,34	43,40	41,12	42,12	40,92	41,00
TiO ₂	0,25	1,40	2,83	3,90	6,38	2,56	2,18	2,57
Al ₂ O ₃	20,62	19,24	16,28	15,29	11,65	12,24	11,85	10,41
Fe ₂ O ₃	1,53	3,57	5,82	6,65	7,29	5,71	5,72	11,42
FeO	0,51	0,78	4,89	7,11	7,16	7,83	8,89	7,44
MnO	0,20	0,20						
MgO	0,19	0,84	3,51	4,95	7,78	0,15	0,25	
CaO	1,49	4,71	9,50	11,23	12,07	8,43	8,12	
Na ₂ O	8,06	5,98	4,89	3,74	2,56	11,97	12,23	11,66
K ₂ O	5,64	4,99	3,34	2,78	2,14	2,59	2,18	2,86
P ₂ O ₅	0,08	0,25	1,01	1,14	0,92	4,95	5,43	3,76
Cl	0,31	—	—	—	—	—	—	—
SO ₃	0,18	—	0,43	—	—	—	—	—
H ₂ O —	0,12	0,15	0,12	0,09	0,38	0,80	0,98	0,20
H ₂ O +	0,31	0,57	0,20					
Sa.	99,79	99,58	100,16 ²	100,28 ³	100,15 ⁴	100,11	99,70	90,80

Johnsen.

¹ Verf. gibt 100,16 an.² Verf. gibt 100,20 an.³ Verf. gibt 99,78 an.⁴ Verf. gibt 100,18 an.

Zentral- und Süd-Amerika.

H. S. Washington: An Occurrence of Pyroxenite and Hornblendite in Bahia, Brazil. (Amer. Journ. of Sc. 188. 79—90. 1914.)

In der Nähe des kleinen Ortes Maracas im Staate Bahia (ungefähr 300 km westlich von der Stadt Bahia und 100 km südlich von Tambury am Paraguassfluß, einer Haltestelle der von San Felix nach Bandeira da Mello führenden Eisenbahn, 215 km von San Felix entfernt) tritt im Gneis eine Einlagerung von eruptivem Hornblendit und Pyroxenit auf, die einen San Gonsalvo Velho genannten Hügel von ungefähr 1 km Länge, 200 m Breite und 80 m Höhe bildet; der gröber körnige Hornblendit bildet den höheren mittleren Teil, der etwas feiner körnige Pyroxenit die Seiten des Hügels.

	I.	2.	III.
Si O ²	44,78	48,62	51,23
Al ² O ³	9,38	10,19	6,17
Fe ² O ³	4,51	1,35	1,96
Fe O	7,70	5,89	6,95
Mg O	16,85	16,66	26,52
Ca O	10,85	11,78	4,03
Na ² O	2,24	2,43	0,29
K ² O	0,20	0,22	0,12
H ² O +	0,25	—	0,14
H ² O —	0,08	—	0,10
CO ²	nicht vorh.	—	—
Ti O ²	0,74	0,80	0,27
Zr O ²	nicht vorh.	—	—
P ² O ⁵	nicht vorh.	—	nicht vorh.
S	0,29	—	0,41
Cr ² O ³	0,24	—	0,31
Mn O	1,90	2,06	1,46
Ni O	nicht vorh.	—	—
Ba O	nicht vorh.	—	nicht vorh.
Si O ²	nicht vorh.	—	—
Cu O	0,16	—	0,21
Sa.	100,17 ¹	100,00	100,17
Anal.	H. S. WASHINGTON		H. S. WASHINGTON

I. Hornblendit, Hügel San Gonsalvo Velho bei Maracas, Bahia, Brasilien.

2. Amphibol aus I.

III. Hornblendehypersthenit (Bahiait) vom gleichen Fundpunkt.

¹ Nicht 100,07.

Der schwarze, glänzende Hornblendit enthält 91,3% Hornblende, 3,6% Olivin, 5,1% Magnetit. Die Hornblende ist in Anedern von 1—3 mm Durchmesser entwickelt, olivgrün (α lichtgrüngelb, β olivgrün, γ oliv oder grün mit einem bläulichen Stich, Winkel der Auslöschung 11°); zwischen den Hornblenden liegt Olivin, Magnetit findet sich wesentlich als Einschluß. Aus der chemischen Zusammensetzung des Gesteins (Anal. I) ist unter 2 die Zusammensetzung der Hornblende berechnet: sie stimmt durchaus mit der Zusammensetzung der Hornblenden aus Dioriten, Monzoniten und Gabbros überein, zeigt aber keine Ähnlichkeit mit Amphibolen aus Alkaligesteinen. Der auffallend hohe Mangangehalt des Gesteins ist ganz in der Hornblende enthalten.

Der etwas feiner körnige Pyroxenit erscheint dunkelbraunschwarz und besteht aus 59,4% Hypersthen, 29,6% Hornblende, 7,5% Olivin und 3,5% Pleonast. ist also ein Hornblende-Hypersthenit, für den Verf. den Namen Bahiait vorschlägt. Der Hypersthen erscheint teils in schlecht begrenzten Prismen, teils in Anedern; α ist fleischrot, β und γ farblos; die Hornblende in Anedern ist ganz lichtolivgrün gefärbt und hat nur schwachen Pleochroismus. Auch dieses Gestein besitzt hohen Mangangehalt, wie Anal. III zeigt; der Mangangehalt des Pyroxenits wie des Hornblendits, der auf colorimetrischem Wege bestimmt wurde (nach Angabe des Verf.'s bei kleinen Mengen zuverlässiger als die gewichtsanalytische Bestimmung), ist interessant, weil in der Zone kristalliner Gesteine von Bahia mehrfach Manganerzlagerstätten auftreten.

Vorläufige Versuche, ob sich aus der Schmelze dieser Gesteine ähnlich wie nach LACROIX' Versuchen Feldspate ausscheiden, haben noch zu keinem entscheidenden Ergebnis geführt. Milch.

E. Rimann: Über Kimberlit und Alnöit in Brasilien. (Min.-petrogr. Mitt. 33. 244—262. 1915.)

Ein Tunnelbau, der auf eine Länge von $8\frac{1}{2}$ km die Serra das Lages in NW—SO-Richtung durchquert, etwa 100 km westlich der Stadt Rio de Janeiro, gab Gelegenheit, die petrographische Beschaffenheit einiger Gänge zu untersuchen; neben sauren (Pegmatite, Granite) treten basische Gesteine (Diabase, Pikritporphyrite, Kimberlite) auf. Über ihr geologisches Alter ließen sich Angaben nicht machen.

Pikritporphyrit. — Graugrüne bis schwarzgraue Gesteine, dicht bis feinkörnig, zeigen u. d. M. Olivin, Pyroxen, Eisenerz als wesentliche Gemengteile. Biotit tritt zurück. Beobachtet werden Hornblende, alkalireiche Amphibolite, Apatit, Schwefelkies, Perowskit. Sekundär sind Titanit, Chlorit, Serpentin, Opal, Carbonate.

Kimberlit. — Die Hauptgemengteile des schwarzgrauen bis grünen, weichen Gesteins mit serpentinisierten Einsprenglingen von Olivin sind

Olivin, Biotit, diopsidähnlichem Pyroxen, Eisenerz und Apatit. Sekundär sind Titanit, Rutil, Serpentin, Chlorit, Kalkspat. Die Gesteine sind stark zersetzt.

Alnöit. — Neben Olivin, Biotit, Pyroxen tritt Melilith als wesentlicher Bestandteil. Letzterer ist teilweise völlig frisch, bisweilen in ein Aggregat von Carbonaten, Serpentin und Opal umgewandelt. Ein weiterer Typus scheint wegen seines geringeren Biotitgehalts zu den Melilithbasalten zu gehören.

Limburgit. — Ein dunkelgraugrünes Gestein mit Olivin- und Pyroxeneinsprenglingen, aus Olivin, Pyroxen (Titanaugit) und Glas bestehend, mit geringen Mengen von Biotit, Apatit, Magnetit, Plagioklas.

Die beiden interessantesten Gesteine sind Kimberlit und Alnöit. Petrographisch steht der brasilianische Kimberlit — ein Pikritporphyrit — dem von Arkansas nahe, er kann als Zwischenglied zwischen den indischen und nordamerikanischen Kimberliten aufgefaßt werden. Sie sind in Brasilien nur als Ganggesteine von geringer Mächtigkeit bekannt. Ihr Auftreten dürfte aber von großer Wichtigkeit sein, da solche Gänge z. B. in Südafrika in Verbindung mit den „Pipes“ stehen.

Ein wichtiger Punkt ist der Hinweis, daß zersetzte Alnöite in höheren Teufen den Charakter von Kimberliten annehmen. Verf. macht aufmerksam auf die mehrfache spätere Entdeckung von Melilith in Kimberliten und weist darauf hin, daß sich unter den glimmerreichen Kimberliten Südafrikas möglicherweise Alnöite verbergen, so daß sich die Alnöite ebenfalls als Muttergestein von Diamanten erweisen könnten.

Es folgt eine Aufstellung der in dem Tunnel aufsetzenden Gänge und ihrer geologischen Verhältnisse. R. Nacken.

Atlantisches Gebiet.

C. Gagel: Studien über den Aufbau und die Gesteine Madeiras. II. Teil. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 66. 449—481. 1 Taf. 7 Fig.; vergl. Teil I, dies. Jahrb. 1914. II. -227—240- und L. FINCKH, dies. Jahrb. 1915. II. -190—195-.)

Die als Nachtrag zu der Hauptarbeit von 1912 (Teil I) erscheinende Abhandlung enthält für die Frage nach den Ganggesteinen Madeiras wichtiges neues Material. Für die Tiefengesteine betont Verf. gegenüber den FINCKH'schen Unterscheidungen (Foyait, Sodalithsyenit, Akerit) die sehr geringen Dimensionen der Tiefengesteinsmassive, ihre geologische Einheitlichkeit, das Fehlen deutlicher Gänge und Nachschübe in ihnen und ihren auch im kleinen scharf ausgeprägten schlierigen Bau (p. 450—453, vergl. auch Teil I. -228- ff.). Für die Ergußgesteine kommt eine Analyse eines nephelinführenden Hornblendebasalts

von Ribeiro frio¹ (Anal. VI) in Betracht (p. 475—477), ferner die Mitteilung, daß HIBSCH weitgehende Ähnlichkeit der Gesteine von Madeira mit Gesteinen des böhmischen Mittelgebirges, besonders des Duppauer Gebirges (bei Karlsbad) festgestellt hat. HIBSCH möchte die Gesteine nicht als Trachydolerite bezeichnen, sondern stellt des Verf.'s trachytoide Trachydolerite zum großen Teil zu den Sodalithtephriten (Anal. a, b, c, d, Teil I. -236-) und den Hauyntephriten (Anal. f, l. c. -236-) (p. 473—475); die anderen basischeren und dunkleren Gesteine (Trachydolerite, Basalte etc.) (Anal. l. c. -236—237-) bezeichnet er als Alkalibasalte und vergleicht sie mit den böhmischen Feldspatbasalten (p. 477). Hauyntephrit und Sodalithtephrit treten auch häufig in teilweise mächtigen Gängen auf (p. 460—465, Teil I. -231-).

Ganggesteine von Madeira. Während Verf. im Teil I nur leukokrate Ganggesteine als Gauteite beschrieb (Teil I. -230-), eine Bestimmung, die von HIBSCH bestätigt wurde (p. 466), wurde er durch HIBSCH auf das Vorkommen von Monchiquiten aufmerksam gemacht, die, wie Verf. jetzt nachweist, auf Madeira an mehreren Stellen vorhanden sind (p. 453—465). HIBSCH sprach zunächst das in Teil I als Trachydolerit (Nephelinbasanit?) bezeichnete, als e analysierte Gestein vom Ribeiro¹ frio (l. c. -236-, -238-) als Monchiquit an — die Analyse ist unten als I wiederholt; deutlicher ist noch die Monchiquitnatur eines steilstehenden, unter Tuffbreccien endigenden Ganges, eines dunkelgrauen, sehr feinkörnigen Gesteins mit kleinen Mandelräumen vom Lombo grande aus dem Gran Curral. Zahlreiche kleine Plagioklasleistchen, viel kleine tiefbraune Amphibole (stark pleochroitisch, $c:c = 8-13^{\circ}$), zart violette Augite in kleinen Säulchen und dicken Tafeln, mit dem Amphibol gesetzmäßig verwachsen, liegen mit reichlichem Olivin, Apatit und Magnetit in Körnern und zierlichen Skeletten in einem wenig trüben Glase; die Amphibole und Magnetitskelette sind im Schliff recht unregelmäßig verteilt und fehlen an einzelnen Stellen ganz, die dann wie basaltoider Trachydolerit aussehen. Die chemische Zusammensetzung zeigt die Analyse II. Das Gestein eines anderen Ganges vom gleichen Fundpunkt unterscheidet sich von dem eben beschriebenen dadurch, daß hier die Monchiquitnatur auf Schlieren beschränkt ist, während sowohl die Amphibole wie die typische Struktur (auch die Magnetitskelette) dem größeren Teil des Gesteins fehlen. Die Monchiquitschlieren bilden zum Teil dünne Ringe um die Mandelräume des Gesteins, dessen chemische Zusammensetzung Analyse III zeigt. Monchiquitschlieren enthält ferner ein mächtiger Gang eines trachydoleritischen, an Sodalithtephrit erinnernden Gesteins am Pico Sidrão, sowie ein Gang vom Pico de Gatos; sie fanden sich auch ganz typisch in einer mächtigen Bank eines Ergußgesteins am Lombo grande. Wegen der chemischen Übereinstimmung der beiden Gesteine vom Lombo grande (II und III), von denen das eine ein Monchiquit mit nichtmonchi-

¹ Die im Referat des Teil I gebrauchte Bezeichnung dieses Fundpunkts Ribeiro frio ist falsch.

Streifen gebänderte Gesteine, bestehend aus Einsprenglingen verschiedener Alkalifeldspate und wenig Plagioklas in einer fluidal struierten, aus Feldspatleistchen (wesentlich Albit, daneben andere Alkalifeldspate und wenig Plagioklas), Quarz in Putzen, etwas Glas und staubfeinem Magnetit bestehenden Grundmasse; Amphibol ist in wechselnder, aber niemals beträchtlicher Menge vorhanden, fehlt einigen Gesteinen auch ganz. Ein Teil der Proben stammt von Gängen von der Serra do Feteira und vom Pico do Facho, andere sind wahrscheinlich effusiv — ein besonders frisches, nicht extrem saures Gestein, das mikroskopisch mit dem Material eines solchen Ganges völlig übereinstimmt, wurde chemisch untersucht (Anal. IV). Verf. bezeichnet sie als Quarzbostonitporphyre; „die effusiven Massen dürften wohl zweckmäßig als Quarzalkalitrachyt aufzufassen sein — falls man ein effusiv gewordenes, diaschistes Ganggestein mit einem anderen Namen belegen will, als das in der Gangspalte steckengebliebene Gestein!“ (p. 471). Zum Vergleich ist unter 5 eine der alten COCHUS'schen „Trachyt“analysen von Porto Santo beigegefügt. Milch.

L. V. Pirsson: Geology of Bermuda Island.

1. The Igneous Platform. (Amer. Journ. of Sc. 188. 189—206. 3 Fig. 1914.)

2. Petrology of the Lavas. (l. c. 331—344. 2 Fig.)

1. Die schon früher ausgesprochene Vermutung, daß die Bermudas-Inseln auf vulkanischem Untergrund ruhen, wurde durch eine Tiefbohrung auf der Insel Bermuda (vergl. dies. Jahrb. 1915. II. - 324-) bestätigt. Ungefähr 250' unter dem Meeresspiegel hörten die jungen kalkigen Bildungen auf, man traf in einer Dicke von 300' Gerölle und Sande eines basischen vulkanischen Materials und unter diesem kompakte basaltische Lava bis zu der vom Bohrloch erreichten Tiefe (1413' der Bohrung = 1278' unter dem Meeresspiegel). Die oberen 200' des lockeren vulkanischen Materials sind stark verwittert, weich, gelb bis tiefbraun, tonartig mit härteren Brocken — daß diese Verwitterung nicht im Meere selbst vor sich gegangen ist, beweist eine darunter liegende Zone von 100' Mächtigkeit, die sich aus dem gleichen vulkanischen Material aufbaut, aber grau bis schwarz erscheint und aus abgerollten Sanden und Kiesen besteht. Eine entsprechende dünne Zone unzersetzten Gerölls ist auch der stark zersetzten oberen Masse eingeschaltet. Auch die durchbohrten, in ihrem oberen Teil stark porösen Lavaströme (mindestens 7) sind völlig frisch. Verf. schließt daraus, daß das stark verwitterte Material seine Beschaffenheit atmosphärischen Einflüssen verdankt, mithin lange Zeit als Teil des über den Meeresspiegel hinausragenden Vulkans den Einwirkungen der Verwitterung ausgesetzt war, ehe dieser Teil des Berges der mechanischen Zerstörung durch das Meer anheimfiel und sich auf den Flanken des untermeerischen Teils des Vulkans absetzte; Anzeichen

für Tuffbildung sind nirgends zu finden, so daß das ganze zerstörte Material offenbar auch feste Lava war.

Mit dieser Annahme stimmen die Ergebnisse der Tiefenmessungen überein: vom Grunde des 16 000' tiefen Meeres erhebt sich eine längliche Masse, deren größte, NO—SW verlaufende Achse ungefähr 90 miles und deren größte Breite ungefähr 25—30 miles beträgt; die 100 Faden-Linie bezeichnet eine Hochfläche von ungefähr 32 miles Länge und 16 miles Breite, auf der sich die Bermudas-Inseln erheben, und südwestlich von ihr die rundlich gestaltete, 5—6 miles im Durchmesser enthaltende Argusbank und Challengerbank. Eine Konstruktion, die von der Annahme ausgeht, daß ein einheitlicher abgestumpfter Vulkanberg vorliegt, zeigt, daß diese Erhebung mit ungefähr 10° vom Meeresgrunde bis zu der Hochfläche stattfindet, und spricht somit für einen Aufbau des Vulkans aus Lava unter Fehlen oder Zurücktreten von losen Auswurfsmassen; nimmt man die gleiche Neigung auch für den ehemaligen, über die 100 Faden-Linie hinaufreichenden Vulkankegel an, so würde sich eine Höhe von 11 500' über Meeresspiegel und eine Erhebung von ungefähr 26 000' über den Meeresgrund ergeben (Hawaii 30 000', Samoa 25 000'). Die gemessenen Neigungen stimmen mit der Konstruktion gut überein, nur die Argusbank und die Challengerbank besitzen steilere Abstürze und lassen diese somit als sekundäre Vulkankegel mit beträchtlichem Anteil von Tuffen erscheinen. Der ganzen Erhebung würde eine Extrusion von ungefähr 2500 Kubikmiles des Magmas entsprechen.

Das Alter des Vulkans ist nicht bestimmt zu ermitteln, kann aber sehr hoch sein, da vulkanische Massen unter der Meeresoberfläche vor Verwitterung und Erosion geschützt sind.

Schließlich macht Verf. noch auf die Bedeutung dieser Beobachtungen für die Frage nach der Entstehung der Koralleninseln aufmerksam.

2. Für die **petrographische Untersuchung** lagen infolge der Art der Bohrung, die keine Bohrkern, sondern nur zerriebenes Material förderte, die Bedingungen recht ungünstig; es genügt daher ein kurzer Bericht. Wie Verf. im Gegensatz zu seiner ersten Angabe (dies. Jahrb. 1915. II. -324-) und in Übereinstimmung mit Dr. H. H. THOMAS von der englischen geologischen Landesanstalt fand, dessen Brief er mitteilt, sind die Laven nicht veränderter Augitandesit, sondern teils olivinärmer Melilithbasalt, teils lamprophyrische Ergußgesteine.

Von dem Melilithbasalt, den Verf. wegen seines geringen Olivin-gehalts an die Grenze der entsprechenden olivinfreien Gesteine stellen möchte, für die er den Namen Melilithit vorschlägt — die Mineralzusammensetzung schätzt Verf. zu 8 % Eisenerz, 2 % Apatit, 5 % Olivin, 35 % Pyroxen, 35 % Melilith, 15 % Analcim —, soll nur eine den Pyroxen betreffende Beobachtung erwähnt werden. Während der Pyroxen im allgemeinen bräunlich bis oliv mit einem dunkleren purpurfarbenen Rande durchsichtig ist, entsprechend der Beschaffenheit titanhaltiger Augite in gewissen Nepheliniten, zeigen Augite der Grundmasse dort, wo sie in

analcimreichen Partien liegen, die Eigenschaften des Ägirins oder des Ägirinaugits, ähnlich wie es Cross im Phonolith vom Cripple Creek (16th Ann. Rep. U. S. Geol. Surv. Pt. II. p. 35. 1895) und Verf. im Analcimbasalt von den Little Belt Mts. (dies. Jahrb. 1903. I. - 430- ff.) gefunden hatte, nach Ansicht des Verf.'s ein Beweis für die primäre Natur wenigstens eines Teils des Analcims.

Die lamprophyrischen Laven fanden sich wesentlich in den oberen Lavaströmen; Verf. beschreibt einen Augitit, wesentlich aus dicken Pyroxenprismen aufgebaut, zwischen denen Perowskit, Analcim und zweifelhafte Zersetzungsprodukte liegen. Ein anderes Gestein ist sehr reich an braunem Biotit in einem feinstkörnigen Gemenge farbloser Substanzen; es ähnelt am meisten dem Ouachitit genannten Biotit-Monchiquit, und Verf. schlägt für den Fall, daß man das Ergußgestein nicht mit dem Namen des Ganggesteins bezeichnen will, den Namen Bermudit vor.

Unter den Geröllen und Sanden des oberen Teils des Bohrlochs, die im wesentlichen den Laven entsprechen, hat Dr. THOMAS einen keratophyrischen Trachyt gefunden.

Trotz ihres dunklen Aussehens sind auch die basischen Laven verwittert; besonders die farblosen Gemengteile und Melilith sowie Olivin sind durch Einwirkung von H_2O und CO_2 stark verändert, während Erze, Biotit und Augit sehr oft auffallend frisch sind. Der schärfste Unterschied gegenüber der atmosphärischen Verwitterung ist das Fehlen der Oxydation und mithin die Erhaltung der FeO-Verbindungen, die nicht in Ferriverbindungen übergeführt sind. Diese charakteristischen Veränderungen möchte Verf. auf die Einwirkung des Meerwassers zurückführen, das auch mehrfach im Bohrloch zwischen den Laven angetroffen wurde, er hält aber auch eine Mitwirkung hydrothermalen Prozesse, hervorgerufen von untermeerisch fließenden Lavamassen auf ihre Unterlage, und durch nach oben entweichende Dämpfe angeregte Veränderungen für möglich.

Einwandfreies Analysenmaterial war bei der feinkörnigen Beschaffenheit des Bohrprodukts nicht vorhanden; bei dem starken Vorwiegen des Melilithbasaltes über den Monchiquit und der chemisch nahen Verwandtschaft beider schien eine Analyse doch nicht wertlos. Untersucht wurde das aus einer Tiefe von 1100' geförderte Produkt, bezeichnet als Melilithbasalt, vermischt mit etwas Monchiquit; die von R. C. WELLS ausgeführte Analyse ergab:

SiO_2 38,79, TiO_2 0,80, Al_2O_3 14,55, Fe_2O_3 5,67, FeO 6,68, MgO 7,78, CaO 14,65, Na_2O 2,78, K_2O 2,54, $H_2O +$ 1,99, $H_2O -$ 0,67, CO_2 3,56; Sa. 100,46.

Die Analyse unterscheidet sich von den Melilithbasalten durch höheren Tonerde- und geringeren Magnesiumgehalt und steht in dieser Hinsicht dem Fourchit (Fourche Mts., Ark.) trotz dessen niedrigem Alkaligehalt näher.

Milch.

Lagerstätten nutzbarer Mineralien.

Eisen- und Manganerze.

A. Leclère: Sur la genèse des minerais de fer sédimentaires. (Compt. rend. 156. 1115—17. 1913).

Verf. stellt Betrachtungen über die Entstehung und Umbildung der sedimentären Eisenerzlager an. Außer dem Kalk soll auch Eisenoxyd von Algen fixiert worden sein, welches dann während des Versteinerungsvorganges die Form von Oolithen annahm. Die Form der Algen verschwindet dann meist, außer, wo diese letzteren besonders reichlich auftraten wie in den Eisenerzlagern der Bretagne aus der Zeit des Devons oder der der Gotlandschichten. In allen, außer den äußerst stark metamorphosierten, Eisenerzlagern findet man kieselige oder verkieselte Reste und Detritus von Bakterien, Diatomeen, Spongien etc., selbst in den dem Erzlager benachbarten pelitischen Schichten.

Johnsen.

L. Cayeux: Les minerais de fer sédimentaires considérés dans leurs rapports avec la destruction des chaînes de montagnes. (Compt. rend. 156. 1185—87. 1913.)

MARCEL BERTRAND stellte den Satz auf, daß die zeitliche Wiederholung orogenetischer Vorgänge die Wiederkehr gewisser Ablagerungen mit sich brächte. Analog behauptet jetzt der Verf., daß jede Gebirgskette außer der jüngsten ihre sedimentären Eisenerzlager habe und zeigt dies für die huronische, die caledonische und die hercynische Erhebung. Bei der Abtragung der Gebirge muß das im Magnetit, Biotit, Amphibol, Pyroxen und Olivin der Eruptivgesteine enthaltene Eisen, das für jede Gebirgskette nach Milliarden von Tonnen zählt, in die resultierenden Sedimente gelangen. wo es sich stellenweise gleichmäßig verteilt, stellenweise aber zu Eisenerzlagern anreichert.

Johnsen.

L. Cayeux: Sur la genèse des minerais de fer sédimentaires. (Compt. rend. 156. 1495—97. 1913.)

CAYEUX polemisiert gegen die Angabe von LECLÈRE, daß man in sedimentären, nicht metamorphosierten Eisenerzablagerungen stets eine Anhäufung von kieseligen oder verkieselten Bruchstücken von niederen Organismen fände, die in den Absatzbecken lebten und den Erzablagerungen ihren Kieselgehalt verliehen; und daß man durch Ausziehen des Erzes mit Salzsäure und nachheriges Waschen silifizierete Bakterien, Diatomeen, Spongien-, Echiniden- und wahrscheinlich auch Crustaceenreste mikroskopisch nachweisen könnte. Nach LECLÈRE sollen die Eisenoolithe aus Anhäufungen von Eisenoxyd entstanden sein, welches durch Algen fixiert

wurde und dann während deren Versteinerungsprozeß seine Oolithform erhielt.

CAYEUX behauptet demgegenüber, daß man jene organischen Reste nur in seltenen Fällen vorfinde und daß alle Eisenoolithe aus Kalkoolithen entstanden seien.

Johnsen.

W. Dieckmann: Eisenerzlagerstätten des Gebietes von Beni-Bu-Ifrur im Marokkanischen Rif. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 21. 1913. 477—478.)

Polemik gegen BRUMDER und KLOCKMANN, die die Ansicht des Verf.'s von der magmatischen Entstehung der Lagerstätten nicht teilen.

A. Sachs.

G. Nicolai: Die norwegischen Eisenerze. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 22. 1914. 49—84.)

Verf. unterscheidet folgende Gruppen:

I. Sedimente in regionalmetamorphen Schiefen:

a) Marmor-Glimmerschiefer-Gruppe

1. Dunderlandsdalen, 2. Bogen i. Ofoten, 3. Salangen, 4. Sörreisa, 5. Tromsösundet;

b) Trondhjemschiefer-(Amphibolit-)Gruppe

Beitstaden.

II. Kontaktlagerstätten:

Arendal

1. Torbjørnsbu, 2. Langsev, 3. Klodeberg.

III. Magmatische Ausscheidungen:

a) Arendal

1. Näskillen, 2. Lyngrot, 3. Alve;

b) Soggendal

1. Blaafjeldtypus, 2. Storgangentypus.

IV. Entstehung unbestimmt (Sediment oder magmatische Ausscheidung):

Sydvaranger.

A. Sachs.

P. Krusch: Über eine alte lateritische Eisenerzlagerstätte von Jerzu in Ost-Sardinien. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 67. -132—140- 1915.)

In einer Bemerkung zu dem Vortrage J. WALTHER's über Laterit in Westaustralien erinnert Verf. zunächst an seine Auffassung der lateritischen Eisenerzmassen Westaustraliens (früher als Eisensteinkonglomerat bezeichnet) als Eiserne-Hut-Bildung der Gesteine; es schließt sich WALTHER für das höhere Alter dieser Gebilde an. Sodann schildert er die Eisenerzbildungen von Jerzu und Tertenia in der Provinz Cagliari (nahe der Ostküste).

Auf hochgradig gefalteten Schiefen (Glimmerschiefer, Sericitschiefer, phyllitische und graphische Schiefer) mit eingelagerten Kalksteinlinsen lagern diskordant mächtige Kalksteine jurassischen oder cretacischen Alters, die im Liegenden oft ein aus Quarz aufgebautes Basalkonglomerat führen; das Eisenerz erscheint ausschließlich in Verbindung mit den alten Gesteinen am häufigsten als eine bis über 1 m mächtige Kruste von Brauneisen, seltener Roteisen oder Eisenglanz, teils rein, teils mit schiefrigem Material vermengt, die durchaus den lateritischen Eisenerzanhäufungen der jungen Laterite gleicht; von der alten Oberfläche aus drängen ferner die mit Eisen gesättigten Tagewässer bis in wechselnde Tiefen der alten Gesteine, vererzten Schiefer und verdrängten Kalksteine, aus denen reiche Eisenerze entstanden. Die Intensität der Vereisung nimmt im großen und ganzen von oben nach unten ab; gewöhnlich ist das Eisenerz an der Oberfläche der alten Gesteine bis auf wenige Meter Tiefe konzentriert. Die Bildung des marinen Basalkonglomerats und der Kalke ist jünger als die Erzbildung; die Lateritisierung hat hier also vor der Ablagerung der Jura-Kreide-Kalke stattgefunden. Durch jüngere Erosion ist ein Teil des Eisenerzlagers auf dem Deckkalk entfernt worden; das Eisenerz findet sich heute hauptsächlich in Höhenzügen, die mit Deckkalk gekrönt sind.

Chemische Zusammensetzung des Erzes. Der Eisengehalt schwankt zwischen 43 % und 52 %, Mangan ist gering, nur bis 0,15 %, ebenso Schwefel, der selten 0,1 % überschreitet, Phosphor reichlich (bis 1,45 %), der Rückstand beträgt 7 % bis 98 %.

Durchschnittszusammensetzung: Eisen 47,24, Mangan 0,10, Schwefel 0,08, Phosphor 1,07, Rückstand 16,5. Milch.

Topographische Geologie.

Allgemeines.

Über die Notwendigkeit der Schaffung von Moorschutzgebieten. Denkschrift nach den Beratungen der VII. Jahreskonferenz für Naturdenkmalpflege in Berlin am 3. und 4. Dezember 1915 ausgeführt von der Staatlichen Stelle für Naturdenkmalpflege in Preußen. Berlin, Gebrüder Bornträger, 1916. 1—18.

Salomon, W: Kriegsgeologie. (Geol. Rundschau. 1915. 6. 315—317.)
 Beck, Richard: Über einige problematische Fundstücke aus Erzgängen. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1915. 67. Monatsber. No. 3. 83—91. 3 Texttaf.)

Baschin, Otto: Das dynamische Gleichgewicht der Erdoberfläche. (Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin. 1915. 1—6.)

Westalpen.

Roman Frei: Monographie des schweizerischen Deckenschotters. (Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. Neue Folge. XXXVII. Liefg. Bern 1912.)

Abschnitt I, Geschichtliches, bringt eine kurze Schilderung der Entwicklung der Kenntnisse und Ansichten über den in der Schweiz als „löcherige Nagelfluh“ bekannten Deckenschotter. Seit den Forschungen MERIAN's, STUDER's und FISCHER's, die in den Anfang des 19. Jahrhunderts zurückreichen, bis zu denen GUTZWILLER's, DU PASQUIER's, MÜHLBERG's, PENCK's und BRÜCKNER's haben die Ansichten manchen Wechsel durchgemacht. Während jene Geologen sowohl über die Entstehungsweise des Schotters wie über sein Alter mehr oder weniger auseinandergelungene Meinungen vertraten, haben diese wenigstens in den wichtigsten Fragen Übereinstimmung erzielt. Es handelt sich um fluvioglaziale Ablagerungen der beiden ältesten Eiszeiten, die PENCK und BRÜCKNER als Günz- und Mindelzeit bezeichnet haben. „Die Unterscheidung von älterem und jüngerem Deckenschotter haben allmählich fast sämtliche Forscher angenommen, so daß diese Ansicht nun allgemein verbreitet ist.“

Im Abschnitt II wird das Vorkommen des Deckenschotters auf Grund zahlreicher und sehr sorgfältiger Beobachtungen beschrieben. Alle Orte, an denen älterer oder jüngerer Deckenschotter auftritt, finden einzeln ausführliche Besprechung und sind in einer Karte 1:250000, die von Basel zum Bodensee reicht, in Farben angegeben und daher leicht aufzufinden. Vergleicht man diese Karte mit den Kartenskizzen, die PENCK und BRÜCKNER vom Rheingletscher und von den Linth- und Reußgletschern ihrem Werk „Die Alpen im Eiszeitalter“ beigegeben haben, so fällt die große Übereinstimmung der Beobachtungen dieser Geologen mit denen FREI's auf. So ist in der mittleren Nordschweiz, dem Hauptverbreitungsgebiet des Deckenschotters, die einzige umfangreichere Stelle, an der die Beobachtungen auseinandergelungene, der vom Rhein und der unteren Aare eingeschlossene dreieckige Bezirk. In ihm nimmt BRÜCKNER an, daß die zwischen Leibstadt, Leuggern und Mandach herrschenden diluvialen Ablagerungen Moränen und Schotter der dritten Eiszeit, also Hochterrassenschotter, darstellen, während FREI sich auf die Seite DU PASQUIER's stellt und sie für Deckenschotter hält.

Besondere Beachtung wird dem zwischen Zürichsee und Reußthal gelegenen, verhältnismäßig sehr kleinen, aber auch sehr interessanten Gebiet geschenkt, dem der Albiszug mit dem Ütliberg bei Zürich angehört; der Gipfel des letzteren besteht aus löcheriger Nagelfluh. Von dem zwischen Zürichsee und Zugersee gelegenen engeren Gebietsteil ist eine farbige Spezialkarte im Maßstab 1:250000 mit reicher Gliederung des Tertiär, Diluvium und Alluvium entworfen. In den tiefen Einschnitten der Lorze und der Sihl und auch am Abfall gegen den Zürichsee treten Schotter zutage, die HEIM mit dem Deckenschotter des Albiszuges und der Nordschweiz parallelisierte und ihre tiefe Lage durch ein Einsinken des ganzen

Alpenkörpers erklärte. AEPPLI hat HEIM's Auffassung weiter ausgebaut. BRÜCKNER und MÜHLBERG hingegen halten die Schotter für Hochterrasse. Entgegen dem Standpunkt von HEIM und AEPPLI ist FREI der Ansicht, daß man die Schotter des Lorze—Sihlgebietes nicht dem Deckenschotter zuweisen darf. Vielmehr ist anzunehmen, daß sie jünger wie die zweite Interglazialzeit sind. Vermutlich handelt es sich um Hochterrasse, wofür sowohl die Lagerungsweise wie der petrographische Habitus der Bildungen spricht. Bei der weiteren Untereinteilung der Terrassenbildungen bezw. Ausscheidung von Eiszeiten betont Verf. vielfach die Übereinstimmung seiner Beobachtungen mit denen BRÜCKNER's und MÜHLBERG's.

Aus dem Gebiet der Ostschweiz, das die weitere Umgebung des Bodensees bis Schaffhausen und St. Gallen umfaßt, und in welchem wieder weitgehende Übereinstimmung zwischen den Beobachtungen PENCK's und FREI's besteht, kann als einzige größere Differenz hervorgehoben werden, daß, während jener Forscher am Gipfel des Taunenberges bei St. Gallen älteren Deckenschotter annimmt, dieser für die Annahme eines jüngeren ist.

In den Umgebungen von Basel und Rheinfelden geben die Arbeiten von FREI und von PENCK und BRÜCKNER zwar übereinstimmend das Vorhandensein größerer Deckenschottermassen an; aber die Art und Weise, wie sie innerhalb derselben die Grenze zwischen älterem und jüngeren Schotter ziehen, sind recht verschieden. Es folgt eine Besprechung des noch umstrittenen, im Oberelsaß auftretenden Sundgauschotter, den BRÜCKNER als einen rein fluviatilen Schotter auffaßt, der noch vor der ersten Eiszeit zum Absatz kam. GUTZWILLER, der ursprünglich über seinen „oberelsässischen Deckenschotter“ anderer Auffassung war, schloß sich später BRÜCKNER an. Auch FREI äußert sich im Sinne des letzteren.

Schließlich werden noch einige kleinere Deckenschottervorkommen aus dem Gebiet der Aare oberhalb Brugg und aus der Westschweiz beschrieben.

Der III. Abschnitt beschreibt die Eigenschaften des Deckenschotter, wie und durch welches Bindemittel seine Gerölle verkittet, wie groß und gerundet diese sind, wie er geschichtet ist und verwittert. — Sehr merkwürdig sind dolomitische Gerölle, die im Innern einen Hohlraum aufweisen. Diesen erklärt FREI durch sich mehrfach wiederholende Durchfeuchtung und Austrocknung der Gerölle bis ins Innere. Das kohlenensäurehaltige Wasser, das bis zu diesem eindringt, bewirkt von ihm aus eine allmähliche Auflösung des Gesteinsmaterials, das nach außen abgeführt wird. — Die geröllbildenden kristallinen Gesteinsarten sind Granite, Diorite und Quarzdiorite, Gabbros, Quarzporphyre und Porphyre, Spilite, Melaphyr, Gneise und andere kristalline Schiefer, Amphibolite, vereinzelt auch Eklogit usw. Die sedimentären Arten, die mit den Carbonatgesteinen den größten Prozentsatz bilden, sind: Kalke, dolomitische Kalke und Dolomite der Trias und des Jura, Echinodermenbreccie, Eisensandstein, Buntsandstein und Sandsteine des Flysch und der Molasse, Verrucano, Sernifit, Quarze, Hornsteine und Bündner Schiefer. — Mit besonderer Sorgfalt hat

FREI eine quantitative Berechnung der Gesteinszusammensetzung durchgeführt und das Resultat in 7 Tabellen sehr übersichtlich dargestellt. — Es folgen kurze Kapitel, in denen auf die unterscheidenden Merkmale zwischen Deckenschotter einerseits und tertiärer Nagelfluh und jüngeren Schottern andererseits hingewiesen wird. Insbesondere hebt er von den Merkmalen der Hochterrasse, die fernerhin noch einer gründlichen Untersuchung bedürfen, hervor: „Soweit jetzt bekannt ist, herrscht in der Hochterrasse eine geringere durchschnittliche Schwankung der Zusammensetzung als im Deckenschotter; ihre Gesteinsarten sind demnach besser gemischt worden.“ Über das Verhältnis der Zusammensetzung der beiden Deckenschotter sagt er: „Der jüngere Deckenschotter enthält durchschnittlich mehr kristalline Gesteine (besonders diabasische Gesteine, Gneise und Amphibolite), mehr klastische Gesteine (besonders Quarzite, Sernifit) und meist auch eine größere Anzahl von Quarzen und Hornsteinen (besonders Quarz); der ältere Deckenschotter übertrifft ihn dagegen in der Menge der Kalksteine.“

Abschnitt IV behandelt die Terraingestaltung vor Ablagerung der ältesten Schotter, also vor der ersten Eiszeit und am Schluß der ersten Interglazialzeit. Die präglaziale Landoberfläche, auf die der ältere Deckenschotter abgelagert wurde, ist eine Rumpfebene, die etwas stärker gewellt ist als in Bayern, wo sie PENCK und BRÜCKNER eine typische Peneplaine nennen. In der mittleren Nordschweiz wies das von Schottern entblößt zu denkende Vorland sogar eine verhältnismäßig reiche Gliederung auf. Ein westlich von Schaffhausen gelegenes Stück dieses Landes, das vom Rhein, der Aare, Reuß und Limmat durchflossen wird, hat Verf. auf einer Karte mittels Horizontalkurven, deren Äquidistanzen 10 m betragen, sehr anschaulich zur Darstellung gebracht. Außerdem zeigt die Karte (in zwei Farben) sowohl die heutige wie die mutmaßliche ehemalige Ausdehnung des älteren Deckenschotters. — Das Talsystem der Präglazialzeit, mit dem heutigen verglichen, läßt stellenweise große Übereinstimmung, stellenweise aber auch starke Abweichungen erkennen. So nahm der Rhein zwischen Schaffhausen und Waldshut damals seinen Lauf nicht südlich um den Kaltwangenberg herum, sondern nördlich durch den Klettgau. Das rechtwinklige Knie, das er heute beschreibt, war hingegen auch damals schon vorhanden. Noch früher aber, nämlich als im Oberelsaß die Sundgauschotter abgelagert wurden, die in der Lagerung ihrer Gerölle ostwestliche Strömungsrichtung anzeigen, floß der Rhein vermutlich westwärts weiter, um durch die Burgunder Pforte ins Saôneetal zu gelangen. Dasjenige Stück des Rheintales, das heute zwischen Eglisau und Waldshut liegt, war vor Eintritt der Eiszeit vermutlich die Fortsetzung des Thurtales. Von den Tälern der Aare und Reuß ist anzunehmen, daß sie ihre Lage nicht wesentlich verändert haben. Wohl aber scheint die Limmat ehemals unter Benutzung des unteren Teiles der Surtalung erst bei Klingnau die Aare erreicht zu haben. Die präglaziale Entstehung dreier getrennter Durchbruchstäler (Aare, Reuß, Limmat) zwischen Baden und Wildegg durch den Kettenjura erklärt Verf. mit der Annahme, daß schon vor der Aufrichtung der Jurafalten drei Flüsse un-

gefähr über die Stellen der heutigen Quertäler nach Norden flossen. „Als dann die Aufwölbung des Jura begann, schnitten sie sich in die aufsteigenden Falten in dem Maße ein, als sich diese über ihren ursprünglichen Lauf erhoben. Die genauen Stellen des Einschneidens mochten dabei durch Störungen in den Juraketten bestimmt worden sein, die nach MÜHLBERG die Ursache der Entstehung der Juradurchbrüche sein sollen.“ — Da der Deckenschotter auf einer Erosionsfläche liegt, die die älteren Schichten schief abschneidet, so muß seiner Abtragung eine Abtragung des basalen Gebirges vorausgegangen sein. Wie groß die Abtragung der Molasse war, ist eine in vieler Hinsicht sehr wichtige, aber vorerst noch ungelöste Frage. An einer Stelle berechnet FREI, daß durch sie die Erdoberfläche um mindestens 200 m, an einer anderen Stelle vielleicht 500—600 m tiefer gelegt wurde.

Eine ähnliche, äußerst sorgfältig durchgearbeitete Karte wie von der präglazialen Landoberfläche hat Verf. von derjenigen der ersten Interglazialzeit entworfen. Diese Karte, die über Schaffhausen hinaus bis an den Bodensee reicht, gibt (in 4 Farben) bekannt, welche Ausdehnung der ältere und der jüngere Deckenschotter zu jener Zeit besaßen und wie sie heute verbreitet sind. — Vom Rhein wird angenommen, daß er seinen Lauf auch zur ersten Interglazialzeit von Schaffhausen nach Waldshut noch durch den Klettgau nahm. Hingegen scheint die Limmat in ihrem Unterlauf das Thurtal verlassen zu haben, um nun von Baden aus, so wie sie es heute tut, mit nordwestlicher Richtung der Aare zuzuströmen.

Im Abschnitt V werden Streuungsgebiet und Ausdehnung der ältesten Gletscher besprochen. Verf. kommt zu dem Ergebnis, daß die heute noch in der Schweiz erhaltenen Reste der beiden Deckenschotter zum weitaus größten Teil dem Streuungsgebiet des Rhein- und Rhein-Linthgletschers angehören. Das Reußgebiet ist in geringerem Maße an ihrem Aufbau beteiligt. Rhonematerial fehlt wahrscheinlich ganz. In der ersten (Günz-) Vergletscherung erreichte der Rheingletscher die Linie Hohenstein—Bodman—Schrotzburg, gelangte also bis an das nordwestliche Ende des Bodensees. Der Linthgletscher erreichte zu dieser Zeit nordwestlich von Zürich den Südabfall des Lägern. Gerölle im Deckenschotter, die typisch für das Rheingebiet sind, lassen darauf schließen, daß ein Arm des Rheingletschers durch das Walenseetal herabgekommen und gemeinsam mit dem Linthgletscher bis zur Linie Irchel—Egg—Lägern—Siggenberg vorgedrungen war. Über die Ausdehnung des Aare- und Rhonegletschers im schweizerischen Mittelland sind keine positiven Anhaltspunkte vorhanden. — Zur zweiten (Mindel-) Vergletscherung erreichten die Eisströme des Rheins und der Linth ungefähr dieselbe Ausdehnung wie zur ersten. Ablagerungen vom Reuß- und Rhonegletscher sind nicht bekannt; über solche vom Aaregletscher kann gestritten werden. — Vergleicht man die Ausdehnung der Gletscher zur ältesten Eiszeit mit derjenigen zur jüngsten (Würm-Vergletscherung), so ergibt sich — wenn man von der vorletzten Vergletscherung absieht — eine Zunahme derselben im westlichen Bodenseegebiet, eine Abnahme im Limmat- bzw. Linthgebiet.

Im Abschnitt VI werden kurze Angaben über das Gefälle des Deckenschotters gemacht und über die Dislokationen, von denen er betroffen wurde. Für die Oberfläche des Schuttkegels der ersten Eiszeit vor dem Ende des Rhein—Linthgletschers ergeben sich Gefällswerte, die zwischen 6 und 12 ‰ schwanken. Für die Oberfläche des Schuttkegels zur zweiten Eiszeit vor dem westlichen Rande des Rheingletschers wurden hingegen Werte gefunden, die weniger weit auseinander, und zwar zwischen 5 und 7 ‰ liegen. Immerhin sind auch diese Maße noch zu hoch, um die Annahme zu rechtfertigen, die beiden Schottermassen wären schon von Anfang an auf so steilen Unterlagen abgelagert worden; im Vorland der Ostalpen besitzt z. B. PENCK's Peneplaine nur ein Gefälle von 3—4 ‰. PENCK und BRÜCKNER, denen diese Verhältnisse in der Schweiz schon aufgefallen sind, nehmen zu ihrer Erklärung eine relative Hebung des südlichen Geländes gegen das nördliche zur Diluvialzeit an. Auch FREI vertritt diesen Standpunkt; doch läßt er die Dislokationen in der Präglazialzeit erfolgen.

Im Abschnitt VII wird der Versuch gemacht, das Alter des Deckenschotters zu bestimmen. Von den beiden hierzu möglichen Wegen, nämlich Untersuchung der Lagerungsbeziehungen des Schotters zu den anderen Formationen und Verwendung der in ihm eingeschlossenen Fossilien, ist jener nur in indirekter Weise durch Vergleich mit anderen Gegenden möglich, während dieser nur in spärlichen Funden besteht. Beide Wege haben zu verschiedenen Resultaten geführt, die FREI folgendermaßen zusammenfaßt: „Während somit im Rhonetal und in Oberitalien aus den Lagerungsbeziehungen der dortigen ältesten diluvialen Schotter mit den Pliocänschichten hervorzugehen scheint, daß der Deckenschotter quartären Alters ist, machen es Fossilfunde auf der Nordseite der Alpen bis zu einem gewissen Grade wahrscheinlich, daß der ältere der beiden Deckenschotter noch ins Pliocän gehört. Der jüngere dagegen ist wohl sicher quartär.“

Die Frage nach der Zahl der Eiszeiten möge kritisch noch kurz berührt werden, und zwar geschehe dies nur in dem engeren Umfang, der dem von FREI bearbeiteten Material entspricht. Es fragt sich also, ob tatsächlich der ältere und der jüngere Deckenschotter die Ablagerungen zweier verschiedener Eiszeiten darstellen, die durch eine Interglazialzeit voneinander getrennt sind. FREI hat für diesen seinen Standpunkt eine Reihe von Gründen angeführt, die teils in der Zusammensetzung, teils in den relativen Höhen und den Lagebeziehungen der beiden Schottermassen, teils in den in diese und das liegende Gestein eingeschnittenen Talfurchen liegen. Es kann nicht geleugnet werden, daß diese Gründe in der genauen und klaren Form, wie sie Verf. dargelegt hat, für zwei Vergletscherungsperioden in der älteren Diluvialzeit sprechen. Aber unbedingt beweisend scheinen sie mir nicht zu sein. Demgegenüber muß festgestellt werden, daß Verf. selbst darauf hinweist, daß man „interglaziale Ablagerungen zwischen den beiden Deckenschottern, die einen zeitweiligen Rückzug des Gletschers hinter die betreffende Stelle beweisen, leider bis jetzt noch nicht kennt“. Ein anderer Umstand, der für die Annahme einer Mehrzahl älterer

Eiszeiten nicht günstig ist, liegt in der auffälligen, FREI nicht entgangenen Erscheinung, daß die Stirnen der großen Eisströme der zweiten Eiszeit nahezu an den gleichen Stellen gelegen haben müßten wie zur ersten. Selbstverständlich sind auch diese Gründe für die Annahme der Einheit der Eiszeit nicht beweisend.

FREI's Monographie des schweizerischen Deckenschotters wurde von der Schweizer Naturforschenden Gesellschaft mit dem Schläflipreis gekrönt. Die Sorgfältigkeit der Beobachtungen im Felde und die peinliche Genauigkeit ihrer Durcharbeitung zu Hause, die sich in der Arbeit auf jeder Seite zu erkennen geben, haben dem inzwischen auf Borneo leider frühzeitig verstorbenen Verf. die schöne Anerkennung eingetragen.

H. Mylius.

Arnold Heim: Monographie der Churfürsten—Mattstock-Gruppe. Text II. Teil: Stratigraphie der mittleren Kreide. (Beiträge zur geol. Karte der Schweiz. Neue Folge. XX. Lieferung. Bern 1913.)

Schon der I. Teil des Textes brachte außer der Stratigraphie des Tertiär und der oberen Kreide eine Reihe Spezialprofile der mittleren Kreide. Nun enthält der II. Teil eine ausführliche Besprechung der 12 Hauptgruppen der letzteren. Von ihnen entfallen 6 auf die höhere Stufe des Albien und 6 auf die tiefere des Gargasien. Dem Albien gehören von oben nach unten an: 1. die Knollenschichten, deren Hangendes stets die cenomanen Turrilitenschichten bilden, 2. die Lochwaldschicht, 3. die Twirrenschichten, 4. die Flubrigschichten, 5. die Niederischichten, 6. die Durschlägischichten. Dem Gargasien gehören an: 1. die Brisi-Echinodermenbreccie, 2. der Brisi-Glaukonitsandstein, 3. die Gamerschichten, 4. die Luteremergel, 5. der Basisgrünsand und die Durchgängschicht, 6. die Luiterezug-Fossilschicht, deren Liegendes der urgone Schrattenkalk (oberer Schrattenkalk des Bedoulien) ist.

Provinzielle Unterschiede der Mittelkreidefaunen machen sich zwischen dem Gebiet der Zentralschweiz und des Drusbergs einerseits (Westen) und der Thurgruppe andererseits (Osten) geltend. „Ganz allgemein sehen wir für den Gault eine Armut an Hoplitiden im Osten (Thurgruppe) zum Unterschied der verschiedenen Arten, die im Westen durch JAKOB und GANZ bekannt geworden sind.“ Insbesondere fällt dies von den Twirren- und Flubrigschichten auf.

Die Kontinuität der Sedimentation ist in der mittleren Kreide mehrfach unterbrochen worden. „Intra-mesocretacische Diskontinuitäten“ sind innerhalb derselben zwischen den einzelnen Schichtgruppen zu beobachten. An Bedeutung stehen sie aber weit hinter der großen als Transgression zu deutenden „Basis-Diskontinuität“, welche die mittlere von der unteren Kreide trennt. Diese hat solche Gestalt, daß in der Richtung von Südosten nach Nordwesten die Stufen des Gargasien der Reihe nach ausfallen. Während daher in den dem Alpenrand nächst gelegenen Säntis-

ketten und am Mattstock die Sedimente des Albien den Schrattenkalk transgredierend bedecken, tun dies in den Churfürsten die Brisi- und Gamserschichten, in der Alviergruppe die Louteremergel. Eine Kartenskizze der Faziestypen und Leitlinien der mittleren Kreidebildungen bringt diese Verhältnisse nicht nur für das Kalkgebirge östlich der Linth, sondern auch westlich derselben in anschaulicher und übersichtlicher Weise zur Darstellung.

Zahlreiche auf Tafeln beigegebene Dünnschliffphotographien lassen die Struktur der teils sandigen, teils brecciösen Gesteine sowie die von ihnen eingeschlossene Mikrofauna deutlich erkennen. H. Mylius.

W. A. Keller: Die autochthone Kreide auf Bifertenstock und Selbsanft. (Beiträge zur geol. Karte der Schweiz. Neue Folge. XLII. Lieferung. Bern 1912.)

Die geologische Aufnahme des in den Glarner Alpen zwischen dem Tödi und dem Hausstock gelegenen Bifertenstock, dem nördlich der Selbsanft vorgelagert ist, wurde vom Verf. wegen der Unzugänglichkeit des Geländes photogrammetrisch durchgeführt. Der Gebirgsstock, für den in der beigegebenen Spezialkarte 1:15000 keine günstige Abgrenzung gewählt wurde, besteht aus kristallinen Gesteinen, Carbon, Trias, Jura, Kreide und Eocän. Nur ein Teil der in helvetischer Fazies ausgebildeten Sedimente und zwar die jüngeren, werden ausführlich besprochen. Der obere Malm besteht aus Hochgebirgskalk (Quintener Kalk), Korallenkalk und Zementsteinschichten. Die Kreide besteht aus Öhrlikalk (Infravalangien), Valangienkalk, Kieselkalk (Hauterivien), Drusbergschichten und Schrattenkalk (unteres und oberes Barrémien), Gault (Albien), Turritilenschicht und Seewerkalk (Cenoman bis Turon). Dem Eocän, und zwar dem Lutétien, gehören an die Bürgenschichten (Kalke und Sande, reich an Nummuliten), Pectinitenschiefer und Flyschgruppe (Globigerinenschiefer und Taveyannazgesteine). Unter den innerhalb der Kreidesedimente zu beobachtenden Diskontinuitäten besitzt nur die bekannte, den Schrattenkalk vom Gault trennende Transgression Bedeutung. Ungleich großartiger wie diese ist die zwischen Kreide und Eocän zu beobachtende Diskontinuität. Auch bei ihr handelt es sich um eine echte, und zwar sehr ausgedehnte Transgression. Durch sie wird in der Richtung von Süden nach Norden der größte Teil der Kreide von dem übergreifenden Eocän schräg abgeschnitten. Während daher in der südlich gelegenen Hauptkette mit dem Bifertenstock die oben aufgezählte Stufenfolge vollzählig ist, bildet in dem nördlich gelegenen Selbsanft Valangienkalk das unmittelbar Liegende des Eocän.

Die Tektonik des Gebirgsstocks ist höchst einfach. Die genannte Spezialkarte, ein Längsprofil und eine Serie Querprofile machen sie ohne weiteres verständlich. Es handelt sich um ein isoklinales, ostwestlich streichendes und gegen Westen schwach ansteigendes Faltenystem, in

welchem eine große Mulde die Hauptrolle spielt. Das Falten-system wird von einer Reihe von Brüchen in den verschiedensten Richtungen durchzogen. Einige von ihnen erweisen sich als Überschiebungen, andere als Verwerfungen und Blattverschiebungen. Bemerkenswert und wie mir scheint sehr richtig ist die starke und wiederholte Betonung der Erscheinung, daß von den Überschiebungen keine eine Faltenüberschiebung ist. Verf. sagt: „Auffallend ist die Erscheinung, daß bei allen Überschiebungen in unserem Gebiet, sowie östlich (nach persönlicher Mitteilung von Herrn Dr. BLUMENTHAL) davon niemals das Vorhandensein eines Mittelschenkels zu beobachten ist. Wir haben es in allen Fällen mit Bruchüberschiebungen zu tun.“

Es folgt die Besprechung einiger morphologischer Erscheinungen, unter denen große Trichter von 500—600 m Durchmesser bei 50° Neigung der Wände die meiste Beachtung verdienen. Sie befinden sich am Bifertenstock in Gesteinen der Kreide, am Selbsanft in solchen des Malm. Verf. glaubt nicht, daß diese Trichter im Sinne der PENCCK'schen Schule als Karbildung zu deuten sind. Vielmehr führt er sie lediglich auf Rückwärtserosion unter Frostwirkung zurück. Der Ort, an welchem die Erosion einsetzt, kann dabei durch die Ausbruchsnische eines Felssturzes gegeben sein.

H. Mylius.

Rudolf Schider: Geologie der Schratzenfluh im Kanton Luzern. (Beiträge zur geol. Karte der Schweiz. Neue Folge. XLIII. Lieferung. Bern 1913.)

Das zwischen dem Vierwaldstätter See und dem Thuner See gelegene Kreide—Eocängebirge der Schratzenfluh, welches über die Schwändeliflüh und die Grönfluh mit dem Pilatus zusammenhängt, wird vom Verf. geologisch in folgende fünf von Nordwest nach Südost nebeneinanderliegende Bezirke gliedert: 1. die subalpine Molasse, 2. der subalpine Flysch, 3. die Kreide—Eocänkette Schwändeliflüh—Schrattenfluh—Kämmeribodenfluh, 4. der Schlierenflysch, 5. die Kreidekette des Briener Rothorns.

Der größte dieser Bezirke ist der dritte mit der Schratzenfluh. Seine Kreide trägt helvetischen Faziescharakter und besteht aus folgenden Stufen: Valangienkalk, Hauterivien (Schiefer der Kieselkalkbasis, Kieselkalk, Echinodermenbreccie) und Barrêmien (Altmannschichten, Drusbergschichten, unterer Schratzenkalk). Da die nächsthöheren Kreidehorizonte, die den unteren Schratzenkalk ehemals wohl einmal bedeckten, in der Vorlutétienzeit abgetragen wurden, so wird dieser Kalk unmittelbar vom Eocän, bezw. den Lutétiensedimenten bedeckt. Auf der den Schratzenkalk nach oben begrenzenden Abtragungsfäche, die vielfach unregelmäßige und zackige Gestalt aufweist, liegt das Eocän mit folgenden fünf Stufen: unterer Quarzsandstein und *Complanata*-Kalk (Lutétien), Hohgantschiefer und Hohgantsandstein (Auversien), Globigerinenschiefer (Priabonien).

Die dieser Kreide—Eocänzone nördlich vorgelagerte subalpine Flyschzone besteht zum weitaus größten Teil aus Globigerinen führenden Schiefern, die faziell den helvetischen Globigerinenschiefern entsprechen. Einschlüsse in ihnen sind: Nummulitenkalke, Wangschichten, Taveyannazsandstein. Leimernschichten.

Die der Kreide—Eocänzone südlich angelagerte Schlierenflyschzone besteht aus Wildflysch mit Einschlüssen von Leimernschichten und Nummulitenkalk, Schlierenmergel und Schlierensandstein.

Die der subalpinen Flyschzone nördlich vorgelagerte subalpine Molasse hat oligocänes und miocänes Alter. Dem Oligocän gehören Mergel, Sandsteine und eine bunte polygene Nagelfluh an. Die Komponenten der letzteren, die dem benachbarten helvetischen Gebirge fremd sind, sind vorzugsweise rote Granite, Gabbros, Serpentine etc. Auch die Gesteine des Miocän sind Mergel, Sandsteine und Nagelfluh.

Die südlichste der 5 Zonen, die Kreidekette des Briener Rothorns, die das untersuchte Gebiet nur an der südöstlichen Ecke streift, wird nicht weiter besprochen. Sie stößt mit Wangschichten an die Zone des Schlierenflysch.

Eine sorgfältig durchgearbeitete geologische Karte im Maßstab 1:25000 und eine aus 15 Teilen bestehende Profilsrie im Maßstab 1:37500 bringen den tektonischen Bau des Gebirges mit großer Klarheit zur Darstellung. Die oben aufgezählten 5 Zonen sind tektonische Elemente, die in der Richtung von Süden nach Norden dachziegelförmig aufeinandergeschoben sind. Am tiefsten liegt die subalpine Molasse, am höchsten die Kreidekette des Briener Rothorn. Von besonderem Interesse ist der Bau des Hauptgebirgsstücks, der Kreide—Eocänkette Schwändelifluh—Schrattenfluhs—Kämmeribodenfluhs. Diese Kette besteht in ihrer ganzen Ausdehnung aus einer einzigen großen Schichtplatte, bei der überall das älteste Schichtenglied, die Valangienschiefer, zu unterst, das jüngste Glied, die eocänen Globigerinenschiefer, zu oberst liegen. Mit Recht weist daher Verf. darauf hin, daß bei diesem Gebirgsselement „ein vollständiges Fehlen eines verkehrten Mittelschenkels“ festzustellen ist.

Den heute vorherrschenden tektonischen Auffassungen vom deckenförmigen Bau der Alpen hat sich Verf. angeschlossen. Die auf der Molasse ruhenden tektonischen Elemente sind also ortsfremd; insbesondere gehört die große Kreide—Eocänkette der Schrattenfluhs der Niederhorndecke an, die ihrerseits eine untere Abzweigung der höheren helvetischen oder Wildhorndecke ist. Sehr zu begrüßen ist es, daß Verf., indem er diesen Standpunkt einnimmt, denselben weder in der Karte noch in den Profilen zum Ausdruck bringt, wodurch diese den ihnen gebührenden Wert stets uneingeschränkt behalten werden.

H. Mylius.

M. Lugeon: Die Thermalquellen von Leukerbad im Kanton Wallis. (Beiträge zur geol. Karte der Schweiz. Neue Folge. XXXVIII. Lieferung. Bern 1912.)

Auf eine kurze Einleitung und einen historischen Rückblick, der mit der Erwähnung einer Schrift von THEOPHRASTUS PARACELsus, einem in Basel im 15. Jahrh. lebenden Gelehrten, beginnt, folgt die Beschreibung der Thermalquellen von Leukerbad. Der bekannte durchwegs deutsch bevölkerte Walliser Badeort, für den der wohl etwas chauvinistisch veranlagte Verf. ganz unberechtigterweise die französische Bezeichnung *Loèche des Bains* gebraucht, liegt in dem tiefen Taleinschnitt, den sich die Dala zwischen das Torrenthornmassiv im Süden und die Wildstrubel- und Balmhornmassive im Norden genagt hat. Zwischen den beiden letzteren Massiven liegt der altberühmte Paßübergang der Gemmi.

Es werden 21 Quellen, und zwar teils Einzelquellen, teils Quellengruppen aufgezählt, die zwischen Leukerbad und Majing in der Tiefe des Dalatales im oder nahe dem Bachbett entspringen und auf einem schwach gekrümmten, 2 km langen Bogen angeordnet sind. Die stärkste von ihnen, die St. Lorenzquelle, die mitten im Ort liegt, liefert rund 15 Liter in der Sekunde. Sie und noch einige andere starke Quellen sind gefaßt. Die anderen fließen frei ab. Die Temperaturen steigen auf über 40°, bei der Lorenzquelle beträgt sie 51°.

Während die in der näheren Umgebung von Leukerbad gelegenen Quellen in der Mehrzahl aus diluvialen Ablagerungen und rezenten Tuffbildungen herausprudeln, nehmen gegen Majing zu, wo die Dala sich eine tiefe Schlucht genagt hat, die meisten Quellen ihren Ursprung im anstehenden Felsen. Hierbei ist auffallend, daß jene Quellen nicht wie diese im Bachbett selbst oder wenigstens in seiner allernächsten Nähe, sondern ein beträchtliches Stück über demselben entspringen. Da nun beide Quellenarten als Thermalquellen selbstverständlich aufsteigende Quellen sind, so fragt es sich, warum nur die einen von ihnen von dem natürlichen Bestreben geleitet zu sein scheinen, die Erdoberfläche auf dem nächsten Wege, nämlich dem zum Bachbett, zu erreichen. Um dies zu erklären, nimmt Verf. unter den Moränen der etwas höheren Talterrasse ein von der Dala verlassenes altes Bachbett an. Zu diesem und durch die es erfüllenden diluvialen Schotter soll für die heißen Ströme der bequemste Weg führen.

Das in der Tiefe des Dalatales aufgeschlossene anstehende Gestein sind tonige Schichten der Aalener Stufe und kalkige des Bajocien. Jene, die ältere Stufe, ist die wasserundurchlässige, diese die durchlässige. Die die heißen Wasserströme führende Schicht liegt also im Bajocien an der Grenze gegen die Aalener Stufe.

Auf eine Besprechung der chemischen Zusammensetzung und Radioaktivität der Quellen folgen hypothetische Betrachtungen über die Speisung der Quellen. Um den Kreislauf des Wassers zu ermitteln, der bis zu seinem Austritt bei Leukerbad führt, betrachtet LUGEON zunächst nur ganz lokal die tektonischen Verhältnisse in der Tiefe des Dalatales nächst

dem Badeort, dann die im weiteren Umkreis, also die Wildstrubel-, Balmhorn- und Torrenthornmassive umfassend.

Im Dalatal bei Leukerbad hat Verf. eine liegende, und zwar nach Nordwesten tauchende Mulde beobachtet, deren Kern die Bajocienkalke, deren Mantel die Aalénientone sind. Weitere besondere Eigenschaften der Mulde sind, daß sie sich in Streichrichtung (gemeinsam mit dem allgemeinen Faltenverlauf) gegen Südwesten senkt und überdies hierbei bogenförmig gekrümmt ist. Infolge des letzteren Umstandes soll der Kalkkern von zahlreichen Diaklasen quer gespalten sein. Da die meisten Spalten sich an der Stelle der stärksten Bogenkrümmung befinden, weshalb diese auch die stärkste Zertrümmerung aufweist, und da ferner gerade diese Stelle von der Dala bei Leukerbad angeschnitten ist, so ist sie die natürliche Austrittsstelle der heißen Ströme, die in dem von tonigen Gesteinen umringten Kalk wie in einem Röhrwerk aufsteigen, und zwar geschieht letzteres entsprechend dem nordwestlichen Absinken der Schichten in der Richtung von dort her, also aus der Tiefe des Wildstrubelmassivs.

Um nun die Frage zu beantworten, wie denn ersten Ursprungs die heißen Quellen gespeist werden, sieht sich Verf. genötigt, den Gebirgsbau im weiteren Umkreis zu betrachten. Denn von den Niederschlägen, die auf die sedimentären Massive des Wildstrubel und Balmhorn fallen, glaubt er, daß diese deshalb nicht in Betracht kommen, weil die Quellen auffallend kalkarm sind. Andernfalls sind diese aber sehr sulfatreich und radioaktiv. Die einzige Formation, die nun in der ganzen Umgegend Gips enthält, ist die Trias, die südlich vom Dalatal am Aufbau des Torrenthorn Anteil nimmt und dort auf kristallinen Schiefern liegt. Und was die Radioaktivität des Wassers betrifft, so hat Prof. A. GOCKEL von Freiburg i. d. Schweiz beim Durchbruch des benachbarten Lötschbergtunnels nachgewiesen, daß der in ihm durchfahrene Gastergranit ebenfalls diese Eigenschaften aufweist. Von diesem Granit, einem kuppel- oder gewölbeförmig gestalteten Lakkolithen, über dessen mäßig stark gekrümmten Wölbung die Trias- und Jurasedimente der Torrenthorn- und Wildstrubel—Balmhornmassive sich miteinander verbinden, nimmt LUGEON an, daß er das Dalatal unterfährt, und zwar in der gleichen Richtung mit seinem Lauf und dem allgemeinen Faltenstreichen. Mit diesem soll sich also der Lakkolith nach Südwesten senken.

LUGEON kommt nun über den gesamten Wasserkreislauf zu folgendem Ergebnis: Nachdem die auf das Torrenthornmassiv gefallenen Niederschläge dessen jurassische Sedimente (die bei schon abgetragenen Aalénien tonfrei sind) durchsickert haben, beladen sie sich in der Trias mit Sulfaten und gelangen dann in die kristallinen Schiefer des Massivs. Beim weiteren Abfluß zur Tiefe gelangt es nahe an die Oberfläche der Gastergranitkuppel, wo es sich mit Zuflüssen radiumreichen Wassers verbindet. Das in der Tiefe jetzt nicht nur chemisch entsprechend zusammengesetzte sondern auch hoch temperierte Wasser umfließt die Granitkuppel (bezw. überschreitet ihren First vermöge dessen südwestlichem Absinken) und gelangt so in den Bereich des Wildstrubelmassivs. In diesem steigt es, zuerst

zwischen tonigen Schichten des Callovien und Aalénien eingeschlossen, dann in dem vorhin mit einem Röhrrwerk verglichenen Schichtensystem des Aalénien Bajocien hinauf, um bei Leukerbad in den vorbeschriebenen zahlreichen Quellen zutage zu treten. Der gesamte Kreislauf spielt sich auf einer senkrecht stehenden, zylinderförmigen Fläche ab, dergestalt, daß das absteigende Wasser auf der einen Zylinderseite eine halbe Schraubebewegung nach unten, das aufsteigende anschließend daran auf der anderen Seite eine ebensolche Bewegung nach oben ausführt.

Eine Tafel mit dem Profil Wildstrubelmassiv—Torrenthornmassiv im Maßstab 1 : 50 000 und einem blockförmigen Ausschnitt des anschließenden Erdinnern läßt den von LUGEON vermuteten und sich auf die Deckentheorie stützenden Gebirgsbau plastisch hervortreten. Rote Linien als Darsteller des Wasserkreislaufs geben an, wie auf der einen Seite des Dalatales im Torrenthornmassiv das Wasser absteigt und wie es auf der anderen Seite im Wildstrubelmassiv wieder in die Höhe gelangt.

Berücksichtigt man einerseits die Fülle nicht erwiesener Annahmen, auf die sich LUGEON stützen muß, um den von ihm angenommenen äußerst komplizierten Wasserkreislauf möglich zu machen, andererseits aber die Möglichkeit, daß bei der allseitigen Unterlagerung der Jura-Kreidesedimente der Torrenthorn-, Wildstrubel- und Balmhornmassive durch Trias und Kristallin die durchströmenden Gewässer auch an anderen Stellen radioaktiv werden und sich mit Sulfaten beladen können, dann kann man sich nicht verhehlen, daß der beschriebenen Deutungweise nur ein sehr geringes Maß von Wahrscheinlichkeit zukommt.

H. Mylius.

M. Lugeon: Die Kalk-Hochalpen zwischen Lizerne und Kander (Wildhorn, Wildstrubel, Balmhorn, Torrenthorn). 1. Teil. (Beiträge zur geol. Karte der Schweiz, Neue Folge, XXX. Lieferung.) Bern 1914.

Die im Süden und Westen von der Rhone, im Osten von der Kander und dem Lötschental eingeschlossenen westschweizerischen Kalk-Hochalpen lassen sechs große, mehr oder weniger scharf voneinander getrennte Massiv unterscheiden. Es sind dies in der Richtung von Westen nach Osten die Massiv der Dent de Morcles, der Diablerets, des Wildhorn, Wildstrubel, Balmhorn und Torrenthorn. Die beiden ersteren liegen westlich der bei Ardon in die Rhone mündenden Lizerne und somit außerhalb des untersuchten Gebietes.

Geologisch gesprochen gehört letzteres fast ausschließlich den helvetischen Kalkalpen an, d. h. es besteht aus Sedimenten mit helvetischer Fazies. Nur an seinem Südrand schaltet sich in der Tiefe des Rhonetals zwischen Sitten und Siders ein schmaler Streifen fremdartiger Gesteine (Bündner Schiefer) ein, der geologisch zu den jenseits, also südlich der Rhone gelegenen Penninischen Alpen zu rechnen ist. Ferner tritt noch am Ostrand des Gebietes im Lötschental das zum Aarmassiv gehörige kristalline Grundgebirge zutage.

Der mit der ganzen geologischen Karte vorliegende 1. Teil des Textes enthält die ausführlichen Beschreibungen der Torrenthorn- und Balmhornmassive. Ehe Verf. auf sie eingeht, gibt er einen Überblick über die Ergebnisse früherer Forschungen, in welchem die Namen BRONGNIART, STUDER, MURCHISON, RENEVIER, ISCHER, DE LA HARPE, v. FELLEBERG, HEIM, SUSS, DIENER, HAUG, SCHARDT, BUXTORF u. a. Beachtung finden.

Besonders gedenkt er aber des Jahres 1902, in welchem seine Arbeit „Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse“ erschien. Von diesem Zeitpunkt an, in welchem die Deckentheorie begründet wurde, geht die Alpengeologie, wie er meint, mit gigantischen Schritten vorwärts, hat sich eine neue Ära geöffnet! [Mir scheint, LUGEON hat sich in der Richtung seiner Schritte geirrt. Hingegen stimmt die Zeitrechnung, denn niemals wurde vorher der Wissenschaft und insbesondere ihren Gesetzen der Mechanik in so unglaublicher Weise ins Gesicht geschlagen. Im Interesse der LUGEON'schen Schule wäre es wohl zu begrüßen, wenn ihr großer Meister die Wundergesetze einmal bekannt geben würde, die den von ihm gelehrtens Übermechanismus der Gebirgsbildung möglich machen. Ref.]

Am Aufbau des Torrenthornmassivs beteiligen sich von oben nach unten folgende Stufen und Formationen: Valangien, Malm, Dogger, Aalénien, Toarcien, Domérien, Pliensbachien, Lotharingien, Sinémurien, Hettangien, Rhät, Trias, Carbon, kristalline Schiefer und Granit.

Am Balmhornmassiv treten auf: Nummulitenschichten, Haute-rivien, Valangien, Malm, Oxford, Callovien, Dogger, Aalénien, Lias und Trias.

Seine Auffassung vom deckenförmigen Bau des Gebirges macht Verf. an Hand der im Maßstab 1:50000 gezeichneten geologischen Karte und an 8 Tafeln, die zahlreiche technisch vorzüglich ausgeführte geologische Profilsichten und Querprofile (auch vom Wildstrubelmassiv) enthalten, leicht verständlich. Hiernach ist der tektonische Bau kurz skizziert folgender:

Die Sedimente des Torrenthorn und Balmhorn bilden ein System liegender Deckfalten, die dem helvetischen Deckensystem angehören. Der Überfaltungsvorgang ist in der Richtung von Südosten nach Nordwesten erfolgt.

Das Hauptinteresse nimmt eine große antiklinal gebaute und in sich stark gefälte Deckfalte in Anspruch, die vom Torrenthornmassiv bogenförmig über das Dalatal hinweg ins Balmhornmassiv greift. Beide Massive, die größtenteils nur aus dieser einen einzigen Deckfalte bestehen, weisen doch große Verschiedenartigkeiten auf. Das Torrenthornmassiv besteht hauptsächlich aus Lias, Trias und kristallinen Schiefen, ist durch letztere mit dem Aarmassiv verbunden und bildet den Kern des Gewölbes bzw. der auf der Südseite des Dalatales nordwärts ansteigenden Deckfalte. Auf der anderen Talseite senkt sich die Falte wieder und bildet am Balmhorn hauptsächlich mit Dogger, Malm und Kreide, zu denen sich in der Tiefe des Schwarzbachtales auch Tertiär gesellt, die Stirne des Gewölbes. Am

Nordfuß des Berges soll dieses bis unter das Meeresniveau tauchen. Die auffallendste Erscheinung an der Deckfalte außer ihrer Aufwölbung im Dalatal und dem tiefen Untertauchen ihrer Stirne ist die ungemein starke Reduktion des verkehrt gelagerten Mittelschenkels, der am Balmhorn nur aus einigen wenigen Metern Malm und etwa 1 m Dogger besteht; letzterer kann auch gänzlich fehlen. Die Aufwölbung der Balmhorndecke über dem Dalatal wird dadurch bedingt, daß hier der Granitlakkolith des Gasternales (vgl. das vorangehende Referat), der das westliche Ende des autochthonen Nordrandes des Aarmassives bildet, kuppelförmig aufragt.

Nordwestlich vom Balmhorn jenseits des Üschinentales erhebt sich der Lohner, der mit dem Wildstrubelnmassiv durch einen von diesem nördlich abzweigenden Grat verbunden ist. Der Lohner gehört wie das Wildstrubelnmassiv einem noch höheren Deckensystem an, an dessen Zusammensetzung außer Jura und Kreide sich Tertiär in besonders auffälligem Maße beteiligt. Im Profil, das vom Balmhorn zum Lohner gelegt ist, sieht man die Balmhorndecke, die als unmittelbar Hangendes des Gasterngranits das tiefste tektonische Element des helvetischen Deckensystems darstellt, unter die den Lohner aufbauende nächsthöhere Decke (bezw. Decken) einfallen.

LUGEON's Arbeit möge einer kurzen Kritik unterzogen werden. Der deckenförmige Bau des Gebirges läßt sich weder aus der Karte noch aus den Profilansichten in irgend einer Weise herauslesen. Nur die Querprofile, die bis in große Erdtiefe hinabgezeichnet sind, lassen LUGEON's Auffassung erkennen. Sie reichen alle mindestens bis zum Meeresniveau, das durch die Wildstrubelkette über 2000 m unter dasselbe. Schon hieraus ersieht man, daß die Annahme des Vorhandenseins von Decken eine ganz hypothetische ist.

Da Verf. vorerst nur den Text für die Balmhorn- und Torrenthorn-massive vorgelegt hat, soll hier auch nur an ihnen das Gesagte weiter begründet werden. Wie sieht es mit der Balmhorndecke und insbesondere dem Umbiegen der Schichten an der Gewölbstirne aus? Läßt sich letztere nicht nachweisen, so kann die von Süden nach Norden überliegende Deckfalte, der antiklinale Bau zugesprochen wird, nicht als erwiesen gelten. Um an Hand der LUGEON'schen Karte zu obiger Frage Stellung zu nehmen, muß man zwischen dem Lötschenpaß und dem Gastertal die Ostabstürze des Balmhorn studieren, denn nur sie kann LUGEON beim Zeichnen der in Betracht kommenden Profilstellen berücksichtigt haben. Dort, und zwar westlich von der Gemeinde Gastern, gibt die Karte an, daß sich um das nördliche Ende eines Aalénien-Felsstreifens das Bajocien derart herumlegt, daß es sowohl dessen Hangendes wie dessen Liegendes bildet. Aber gerade an der kritischen Stelle, welche die Firstumbiegung bezeichnet, ist das Bajocien, wie ebenfalls die Karte angibt, von Gehängeschutt bedeckt. Die Stufe scheint also unter dem Schutt nur vermutet zu sein. Was nun die nächsthöheren Stufen, insbesondere die mächtigen Malmschichten betrifft, die sich ihrerseits um das Bajocien herumschlingen sollen, so gibt die Karte auch für diese Annahme nicht den geringsten Anhalt, denn an-

grenzend an das unter dem Gehängeschutt vermutete Bajocien wird bis zu der in der Taltiefe fließenden Kander nur Gehängeschutt verzeichnet, während das jenseitige Talgehänge überhaupt nicht kartiert ist. — Ergibt sich nun aus diesen Angaben, daß die im Hangenden und im Liegenden des Aalénien herrschenden Bajocien- und Malmmassen nicht unbedingt als die Schenkel eines Gewölbes bzw. einer Deckfalte betrachtet werden müssen, so bleibt der anderen Annahme der Weg offen, sie als zwei tektonische verschiedene Massen zu deuten. In diesem Fall ist aber der ganze Gebirgsmechanismus aufs neue zu prüfen und insbesondere zu berücksichtigen, ob nicht die Massen aus einer anderen Richtung als der südlichen stammen.

Das Verdienst, die Frage nach der Herkunft der Massen in den Freiburger Alpen in der einzig richtigen und natürlichen Weise beantwortet zu haben, gebührt A. ROTHPLETZ. ROTHPLETZ hat im III. Teil seiner Alpenforschungen (München 1908) darauf hingewiesen, daß in diesem Teil der Alpen große sowohl nach Norden wie nach Süden gerichtete Überschiebungen stattgefunden haben. Diese für den Gebirgsbau der Freiburger Alpen grundlegende Arbeit in sachlicher Weise eingehend zu berücksichtigen, hätte LUGEON zu größerem Vorteil gereicht, als sie mit zwei Sätzen abzuweisen.

Würde LUGEON seine bis 5 km in die Erde reichenden Profile mit Kreide auf eine Tafel zeichnen und alsdann ROTHPLETZ mit einem großen Schwamm alles Phantastisch-Hypothetische aus ihnen wieder herauswaschen, so könnte dieser Geologe sämtliche Profile ohne Ausnahme aus den an der Erdoberfläche verbleibenden Eintragungen nach seiner Auffassung ganz zwanglos umdeuten. Ein Vergleich von LUGEON's Profilen 7 und 9 mit denen ROTHPLETZ' 8 und 10 bestätigt das Gesagte.

Wendet man ROTHPLETZ' Auffassung insbesondere auf die Balmhorn—Torrenthornmassive an, durch die er keine Profile gegeben hat, so erkennt man die nordost—südwestlich verlaufende Linie Balmhorn—Gemmipaß als eine solche, gegen welche von Nordwesten und Südosten sich die Massen in Gestalt großer, dachziegelförmig aufeinanderliegender Schuppen bewegt haben. Die Sedimente des Torrenthorn stammen vermutlich aus Südosten, die des Lohner aus Nordwesten. Die Linie selbst bezeichnet eine Antiklinale, deren beide Schenkel ebenfalls von Schubbewegungen erfaßt wurden. Auf letztere, die lokal auch von westnordwestlicher oder selbst nahezu rein westlicher Richtung her erfolgt zu sein scheinen, ist die Entstehung der Quetschzone zurückzuführen, die den Westfuß des Balmhorn begleitet und dadurch dessen großzügig gebaute sedimentäre Gipfelmasse vom Gasterngranit trennt. Nur um eine solche Zone, aber nicht um den stark reduzierten Mittelschenkel einer großen, liegenden Deckfalte scheint es sich zu handeln.

[Da ich morgen, den 11. März, wieder zum militärischen Dienst einberufen bin, kann ich mich heute, so gerne ich es täte, nicht auf weitere Einzelheiten einlassen. Vielleicht wird sich hierzu nach der zu erhoffenden baldigen und für uns glorreichen Beendigung des Krieges Gelegenheit finden.]

H. Mylius.

Alpen.

- Spitz, Albrecht und Günter Dyhrenfurth: Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls, Scans und dem Stifserjoch. (Beiträge zur geol. Karte d. Schweiz, herausgegeben v. d. geol. Kommission d. Schweizer Naturf. Ges. Neue Folge. XLIV. Lieferung. Des ganzen Werkes 74. Lieferung. Bern 1915. 1—235. 1 geol. Karte im Maßstabe 1:50000. 3 Taf. u. 72 Textfig.)
- Sander, Bruno: Beiträge aus den Zentralalpen zur Deutung der Gesteinsgefüge. (Erste und zweite Folge, November 1914.) (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien 1915. 64/4. 567—634. 12 Taf.)

Deutschland.

- Fliegel, G.: Zum Gebirgsbau der Eifel. (Verhandl. d. Naturh. Ver. d. preuß. Rheinlande u. Westfalens. 1911. 68. 489—504. 1 Textbild.)
- Über tiefergründige chemische Verwitterung und subaerische Abtragung. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1913. 65. Monatsber. 7. 387—404.)
- Neue Beiträge zur Geologie des Niederrheinischen Tieflandes. Stück I und II. (Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanst. Berlin 1913. 33. II/2. 418—452. 1 Taf.)
- Klähn, Hans: Nachtrag zu: Die Geologie der Umgebung von Colmar. Colmar 1914. 1—9. 1 Karte.
- Häberle, D.: Die Otterberger Steinindustrie (weißgelbes Material). (Der Steinbruch. 1915. X. Jahrg. 366—370. Mit 5 Abbild.)
- Die wirtschaftlichen und Transportverhältnisse der pfälzischen Steinbruch-Industrie. (Der Steinbruch. 1916. XI. Jahrg. Heft 7/8. 46—48.)
- Die gitter-, netz- und wabenförmige Verwitterung der Sandsteine. (Arbeiten aus dem Geol. Inst. der Univers. Heidelberg. No. 3.) (Geol. Rundschau, 1915. 6. 264—285. Mit 2 Taf.)

Österreich-Ungarn.

- Nowak, Ernst: Die Exkursion des Prager geographischen Institutes nach Nordböhmen (Weckelsdorf, Riesen- und Isergebirge, Lausitzer Gebirge und Elbsandsteingebirge). (Naturwissenschaftl. Zeitschr. „Lotos“. 1915. 63. 1—36. 4 Textfig.)
- Lóczy, Ludwig v.: Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees. Mit Unterstützung des k. ung. Ackerbau-, Kultus- und Unterrichtsministeriums u. a. Mäzenen. Herausgeg. vom Balaton-Ausschusse der Ung. Geographischen Gesellschaft. I. Bd. Physische Geographie des Balatonsees und seiner Umgebung. I. Teil. Die Geo-

morphologie des Balatonsees und seiner Umgebung. I. Sektion. Die geologischen Formationen der Balatongegend und ihre regionale Tektonik. Wien 1916. 1—716. 15 Taf. u. 327 Textfig.

- Lóczy, Ludwig v.: Die geologischen Verhältnisse der Gegenden zwischen Vágújhely, Ószombat und Jablánc in den Nordwestkarpathen. (Jahresber. d. k. ung. geol. Reichsanst. f. 1914. Budapest 1915. 157—234.)
 — Direktionsbericht. (Jahresber. d. k. ung. geol. Reichsanst. f. 1914. Budapest 1915. 9—21.)

Deutsche Kolonien.

- Staff, Hans v.: Beiträge zur Geomorphogenie und Tektonik Deutsch-Ostafrikas. I. Die geologisch-tektonischen Verhältnisse und die Entstehung der Oberflächenformen im südlichen Küstengebiet von Deutsch-Ostafrika. II. Einige tektonisch-morphologische Probleme Äquatorial-Afrikas von allgemeiner Bedeutung. (Archiv für Biontologie. 1914. II/3. 77—226. 8 Taf. 1 Karte.)

Zentralasien.

Fritz Machatschek: Vorläufiger Bericht über den Verlauf und die Ergebnisse einer Forschungsreise durch Russisch-Turkestan im Jahre 1914. (Mitt. d. k. k. Geogr. Ges. in Wien. 1915. 58. Heft 7 u. 8. Mit 6 Textfig.)

I. Die am Aufbau des untersuchten Gebietes beteiligten Gesteine stehen in bezug auf Zusammensetzung und stratigraphische Gliederung dem der westlich und östlich angrenzenden Teile des Tian-schan außerordentlich nahe. Die große Masse des Gebirges setzt sich aus Sedimenten und Massengesteinen paläozoischen Alters zusammen. Unter den letzteren überwiegen zwei Haupttypen, granitisch-syenitische und dichte, diabasische; Quarzporphyre fehlen hier völlig. Die genauere petrographische Untersuchung der gesammelten Gesteinsstücke, namentlich auch der interessanten kontaktmetamorphen Erscheinungen, steht allerdings noch aus. Doch kann schon soviel gesagt werden, daß die syenitischen Gesteine aller Wahrscheinlichkeit nach allgemein jünger sind als die Diabase und Diabasporphyrite, da jene Einschlüsse dieser enthalten. Mit den tektonischen Bewegungen, die zur Bildung der heutigen Oberflächenformen geführt haben, stehen die Eruptivgesteine in keinem Zusammenhang. Ferner ist schon jetzt zweifellos, daß ein großer Teil der diabasischen Gesteine präcarbonischen Alters ist und sich daher zu den carbonischen Bewegungen wie ein normales Schichtglied verhält. Hingegen stehen die Hauptmassen der granito-syenitischen Intrusionen mit der car-

bonischen Gebirgsbildung in ursächlicher Beziehung, wie dies auch in anderen Teilen des Tian-schan festgestellt wurde. Eine sichere Trennung der granitischen Intrusionen in prä- und intracarbonische ist dem Verf. jedoch vorläufig nicht möglich.

Für die Stratigraphie der alten Sedimentgesteine bedingen die Beobachtungen des Verf.'s keine nennenswerten Änderungen. Die für den Aufbau des Gebirges so wichtigen untercarbonischen Kalke (Crinoiden- und *Productus*-Kalke) sowie die mächtige Serie der wahrscheinlich mittel- und oberdevonischen blauen, grünen und braunen Tonschiefer mit den sie begleitenden feinkörnigen Quarzkonglomerationen und der sie überlagernden roten und braunen Sandsteine sind hier in gleicher Weise entwickelt, wie dies aus benachbarten Gebirgstheilen und namentlich aus dem westlichsten Tian-schan bereits lange bekannt ist. Es steht auch bereits fest, daß dieser devonische Schieferkomplex mit den sogenannten Apatakan-Schichten KEIDEL's ident ist. Es scheint bereits im Naryn-Gebiet jene Diskordanz zwischen Oberdevon und Unterarbon zu bestehen, die für den ganzen mittleren und östlichen Tian-schan charakteristisch ist, wenn Verf. sie auch tektonisch hier nicht nachweisen kann. Ferner ist gegenüber der Darstellung von MUSCHKETOW sen. ein älterer, durch stärkeren kristallinen Habitus und Einlagerung mächtiger körniger Kalke und durch Kalkschiefer gekennzeichneter Schieferkomplex von den devonischen Apatakan-Schiefern zu trennen; er ist vielleicht ident mit einem Teil der auf der MUSCHKETOW's Karte übermäßig weit verbreiteten „kristallinen Schiefer“ und sehr wahrscheinlich mit der sogenannten Phyllitgruppe KEIDEL's zu parallelisieren. Eine Überlagerung dieses Komplexes durch die devonischen Schiefer ließ sich in dem von dem Verf. beobachteten Gebiet nicht nachweisen. Es kann daher auch der Frage nach einer präcarbonischen Gebirgsbildung nicht nähergetreten werden, wengleich eine solche mit Hinblick auf den halbkristallinen Charakter dieser älteren Schiefer wahrscheinlich ist. Endlich sei noch das an einer Stelle (Mulda-aschu) konstatierte Vorkommen von sandigen Kalken und Tonschiefern konkordant über den *Productus*-Kalken und das gelegentliche Auftreten von harten Kalkkonglomeraten in gleicher Lagerung erwähnt. Da derartige Schichten bisher aus dem Naryn-Gebiet und dem westlichen Tian-schan nicht bekannt geworden sind, so haben wir es hier vielleicht mit dem westlichsten Vorkommen mittelcarbonischer mariner Sedimente zu tun. Es stellt sich daher, von den gelegentlichen Einschaltungen augitischer Breccien und Tuffe und diabasischer Massen abgesehen, die paläozoische Schichtfolge im Naryn-Gebiet folgendermaßen dar, woraus zugleich auch der Verlauf der geologischen Geschichte abgeleitet werden kann:

Intracarbone Gebirgsbildung

- 5. Dunkle, dünnblättrige Tonschiefer
und sandige Kalke von Mulda-aschu = Mittelcarbon
Kalkkonglomeratbänke
- 4. Crinoiden- und *Productus*-Kalke und
-Dolomite = Unterarbon

- | | |
|--|-------------------------------|
| 3. Rote, plattige Sandsteine | } = Mittel- und Oberdevon |
| 2. Bunte Tonschiefer mit Quarzkonglo-
meraten | |
| Gebirgsbildung? | |
| 1. Phyllite mit körnigen Kalken | { = Unterdevon und Obersilur? |
| | { = Phyllitgruppe KEIDEL's |

Mit dem mittleren Carbon schließt die marine Schichtfolge ab. Die im Ferghana-Gebiet nachweisbaren und hier von MUSCHKETOW jun. untersuchten cretacischen und eocänen Transgressionen haben unser Gebiet nicht mehr erreicht. Alle jüngeren Sedimente sind kontinentaler Natur und lassen sich hier wie sonst im Tian-schan in zwei große Gruppen gliedern: die altmesozoischen, durch eine rhätische oder unterjurassische Flora gekennzeichneten, kohlenführenden Angara-Schichten (Karatau, Buam-Schlucht, Ferghana-Kette) und die viel weiter verbreiteten jüngeren Hanhai-Schichten. Innerhalb dieser sind zu trennen (und wie es scheint, nicht nur hier, sondern auch im südlichen Tian-schan) die an der Basis des ganzen Komplexes stets auftretenden roten groben Konglomerate und Sandsteine und die darüber folgenden meist hellen, aber buntenfarbigen Tone, Schiefer, Mergel, Sande und Sandsteine; erstere fluviatilen, letztere vorwiegend lakustren Ursprungs. In bezug auf Verbreitung und Bildungsart dieser Sedimente macht Verf. eine Einschränkung an seiner auf Grund der Verhältnisse im westlichsten Tian-schan versuchten Verallgemeinerung. Dort beginnt der Komplex mit feinkörnigen roten Sandsteinen und untergeordneten Konglomeratlagen, die älter sind als die *Ostrea*-Kalke des Eocän und vielfach, so namentlich auf dem Angren-Plateau, über die großen und hochgelegenen Einebnungsflächen ausgebreitet sind. Verf. schloß daher auf flächenhafte fluviatile Ablagerung in einer Zeit, als das Gebirge bereits bis zum untersten Denudationsniveau abgetragen war. Die jüngeren Schichten dieses Komplexes, die gerade im Naryn-Gebiet so weite Verbreitung haben, treten im Innern des westlichsten Tian-schan stark zurück. Nun zeigen die Verhältnisse fast überall auf der Nordseite der Alexander-Kette, der Buam-Schlucht, Dongustau und Naryntau, daß rote, grobklastische Sedimente in ältere Täler eingreifen und einem älteren Relief eingelagert sind. Sie können also hier nicht auf einer weit fortgeschrittenen Denudationsfläche abgelagert worden sein, wogegen schon die Größe ihres Kornes spricht, sondern in beschränkten und bereits festgelegten Flußgebieten. Ihre Ablagerung geschah somit erst, nachdem die alte Rumpffläche wieder gehoben war und durch neuerliche Erosion wieder ein gewisses Relief erhalten hatte. Sie dürften daher auch jünger sein als die feinkörnigen roten Sedimente auf den Rumpfflächen des westlichsten Tian-schan; während diese zum Teil älter sind als die eocänen Mergel und Kalke mit *Ostrea Eszterhazyi* und daher in ihren unteren Horizonten der oberen Kreide angehören, kommt für die groben roten Konglomerate des Naryn-Gebietes ein cretacisches Alter kaum in Frage; sie können in das ältere Tertiär gestellt werden.

Räumlich beschränkter sind die oberen Hanhai-Sedimente, die

eigentliche Naryn-Formation. Sie können wohl nur als Bildungen in getrennten, aber untereinander durch breite Flüsse in Verbindung stehenden seichten Seebecken, und zwar, wie die Feinheit des Materials beweist, in einer Landschaft ohne größere Höhenunterschiede gedeutet werden und dürften dem mittleren und jüngeren Tertiär angehören. Endlich folgen darüber diskordant und stellenweise auch noch schwach gestört die unverfestigten grauen, wahrscheinlich altquartären Schotter, die in ihrer allgemeinen, aber in den großen Becken zu besonderer Mächtigkeit gesteigerten Verbreitung weder als fluvioglaziale Bildungen, noch als solche bestimmter klimatischer Verhältnisse gedeutet werden können, sondern wahrscheinlich mit andauernden Senkungsvorgängen ursächlich zusammenhängen. Von ihnen sind die stellenweise vorkommenden jüngeren Schotter zu trennen, die durch ihre Verbindung mit Moränen als fluvioglazial sichergestellt sind.

II. Die Lagerung der tertiären Hanhai-Sedimente führt endlich zu der wichtigen Frage nach dem Wesen der tektonischen Bewegungen der Tertiärzeit, die dem Gebirge die heutigen Formen gegeben haben. An diesen Bewegungen hat Faltung keinen nennenswerten Anteil gehabt, sondern es handelt sich wesentlich nur um Verschiebungen in radialer Richtung, also um Brüche, Aufwölbungen und grabenartige Senkungen. Dafür spricht einerseits der meist gute Erhaltungszustand der ungefähr am Ende der Kreidezeit vollendeten großen Rumpffläche, die sich nicht bloß in dem fast stets sehr auffälligen ebenen Kammverlauf und der Konstanz der Gipfelhöhen, sondern auch in der Anwesenheit ausgedehnter welliger Plateauflächen verrät, andererseits das Ausmaß der Störungen der Tertiärschichten: einseitige, oft steile Aufrichtung in den schmalen tektonischen Depressionen, schwachwellige Lagerung in den breiten Becken. Die öfters beobachtete Diskordanz innerhalb der Hanhai-Serie beweist ferner, daß sich der Prozeß der tertiären Gebirgsbildung in mehreren Phasen vollzogen hat: einer ersten allgemeinen und vielleicht nicht sehr bedeutenden Aufrichtung und Aufwölbung der Rumpffläche folgte eine Zeit der Zuschüttung der Täler; dann wurden bei andauernder Hebung des Gebirges flache Becken eingesenkt und erst nach ihrer Ausfüllung erfolgten die entscheidenden Dislokationen längs Bruchlinien, die die heutigen großen Höhenunterschiede zustande brachten. Derselbe Wechsel von Perioden tektonischer Ruhe und tektonischer Bewegung äußert sich auch im Profil der Talgehänge.

Das hier behandelte Gebiet ist also ebenso wie der westlichste Tianschan ein Rumpfschollengebirge. Mit einem deutlichen Bruchrand, dem Nordabfall von Talaski-Alatau und Alexander-Gebirge, setzt es gegen das nördliche Steppenvorland ab und zerfällt in seinem Innern bis an die Ketten des Kokschaaltau im S in eine Schar (zumeist fünf) ungefähr W—O streichender, entweder pultartig schräggestellter oder beiderseits durch Brüche begrenzter Horstketten; diese sind getrennt durch gesenkte Zonen, die entweder als verhältnismäßig schmale Gräben in Form von Längstälern oder als Längstalungen oder als breite Becken erscheinen.

Scheinbar fremd erscheint diesem Bau gegenüber die Ferghana-Kette, wo wir zu mindestens auf der Außenseite im Bereich der mächtigen mesozoischen und tertiären Sedimente echte Faltung zu verzeichnen haben. Endlich beweisen die mächtigen Aufschüttungen quartärer Schotter, daß Senkungserscheinungen auch noch im älteren Quartär angedauert haben.

III. Jünger als die Aufschüttung dieser Schotter und ihre Zerscheidung zu Terrassen infolge einer neuerlichen Belebung der Flußerosion sind die Erscheinungen der eiszeitlichen Vergletscherung. Wie 1911 konnte Verf. auch diesmal nur die Spuren einer einzigen Vergletscherung nachweisen.

IV. Die Ergebnisse stimmen mit denen von LEUCHS für das ganze Gebirge zusammengefaßten in allen wichtigen Punkten überein. Auch nach LEUCHS sind Faltungen und Überschiebungen aus der tertiären gebirgsbildenden Periode zumeist nur von den Randgebieten bekannt und auch dort traten sie nur im Gefolge der radialen Bewegungen auf und sind im Innern des Gebirges deren Begleiterscheinungen. Sie erscheinen „als Auslösungserscheinungen des von den Horsten gegen die Gräben wirkenden Druckes sowie als Faltung der in den Gräben einsinkenden Massen“, wie dies vom Verf. namentlich für die sogenannte Faltung der tertiären Beckenschichten im Naryn-Gebiet angenommen wurde. Hingegen vermag Verf. LEUCHS in dem Satze nicht beizupflichten, daß die Zusammensetzung des Gebirges aus einer großen Zahl von Ketten und deren zum Teil nach S konvexe Bogenform in der Hauptsache durch die alten Gebirgsbildungen zustande gekommen sei. Denn in Wahrheit verlaufen nach ihm die meisten Ketten, namentlich im Innern, als geradlinige, ungebeugte starre Horstmauern, deren Umrisse durch die sie begrenzenden Brüche bedingt sind, und wo das Kartenbild schwach konvexe Bogen erscheinen läßt, kommt dies durch die unter stumpfen Winkeln sich einschneidenden Bruchlinien zustande, wie z. B. in der Gegend des Issyk-kul.

Verf. stimmt dem ablehnenden Urteil zu, das GRÖBER sowohl über die schematische Darstellung des Gebirgsbaues des Tian-schan durch MUSCHKETOW sen., als namentlich über die Schematisierungen E. HUNTINGTON's fällt, wobei er bedauert, daß auf der Reise PUMPELLY's keine ernsthaften geologischen Beobachtungen gemacht worden sind. Ferner stimmt Verf. mit GRÖBER vollkommen darin überein, daß wohl zu unterscheiden sei zwischen der großen, weitverbreiteten und von allen ernsthaften Beobachtern für jungmesozoisch gehaltenen Peneplain und den den heutigen Flußläufen folgenden hochgelegenen Talböden und Verebnungsflächen, die bei oberflächlicher Betrachtung mit Stücken der alten Rumpffläche verwechselt werden können, was tatsächlich HUNTINGTON passiert ist. Ihre Ausbildung verlegt GRÖBER in das Miocän (wahrscheinlich sind sie noch jünger), ihre Hebung in die heutige Lage geschah vielleicht erst im Quartär.

Frech.

Stratigraphie.

Allgemeines.

Henry Shaler Williams: Correlation problems, suggested by a study of the faunas of the Eastport Quadrangle, Maine. (Bull. geol. soc. Amer. 24. 377—398. 1913.)

Das Studium der Faunen des Eastport Quadrangle hat den Verf., wie in einer früheren Arbeit schon zum Ausdruck gekommen, zu der Überzeugung gebracht, daß hier 6 verschiedene Faunen aufeinanderfolgen, von denen die ersten fünf dem Obersilur angehören, welches letzteres vom Oberdevon (Chemung) diskordant überlagert wird. Vergleichende Studien zwischen diesen Faunen und solchen des Staates New York und von Europa, die um so mehr zu begrüßen sind, als vergleichend-stratigraphische Studien zwischen Nordamerika und Europa leider noch immer nicht genügend durchgeführt werden, haben den Verf. zu folgender Gegenüberstellung geführt:

	New York (HARTNAGEL 1912)	Maine (H. S. WILLIAMS 1912)	England (R. ETHERIDGE 1888)
Devo- nian	Chemung und Catskill	Perry	Devonian oder Old red
	× × × × × × × × × × × ×	fehlt	
Silu- rian	Cayuga { Manlius Rondaut Cobleskill Salina	Eastport	Dowtonian oder Te- meside Upper Ludlow
		Pembroke	
	Niagara { Guelph Lockport Clinton (includ. Ro- chester shale oben)	Edmunds Dennys	Wenlock limestone Wenlock shales Woolhope Upper Llandovery
		Oswego { Medina (includ. Oneiga conglomerate) Oswego	
Ordo- vician	Cincinnati Mohawkian Canadian		Lower Llandovery Caradoc or Bala Llandeilo

} Ludlow

} Wenlock

Eine derartige Parallelisierung ist ohne weiteres möglich. Die Schwierigkeiten beginnen erst bei dem Versuch, genauere Beziehungen zwischen dem Gebiet von Eastport und dem nur wenige hundert Meilen weiter südwestlich gelegenen Gebiet des Staates New York herzustellen. Diese besonderen Schwierigkeiten zu zeigen, greift Verf. die Edmund-Fauna heraus, wobei er hier lediglich auf die für stratigraphische Studien im Silur sehr wichtigen Brachiopoden Bezug nimmt.

21 Arten der Edmund-Fauna waren bekannte Arten; 18 davon kommen im englischen Wenlock vor, und zwar gehören alle mit einer Ausnahme dem Wenlock-Schiefer an. Drei von diesen 17 gehen nicht über den Wenlock-Kalk hinaus (*Monomerella woodwardi*, *Rhynchotrete cuneata*, *Rhynchonella borealis*). Unterhalb des Wenlock-Schiefers erscheinen 16 Arten schon im Woolhope, 14 im Oberen Llandovery, 12 im Unteren Llandovery und Caradoc und 4 im Llandeilo. Oberhalb des Wenlock-Schiefers treten 12 im Unteren Ludlow, 11 im Amestry und 4 im Oberen Ludlow auf. Also sind die Beziehungen der Edmund-Fauna zum Wenlock-Kalk und -Schiefer entschieden am größten.

Ein Vergleich der Rochester-Schiefer der Niagaran Group des Staates New York mit der englischen Schichtenserie lehrt das gleiche, nämlich daß auch diese Schiefer auf Grund gemeinsamer Brachiopoden dem Wenlock-Kalk und -Schiefer äquivalent sind. Ein Vergleich wiederum der Edmund-Fauna mit der Rochester-Fauna, die doch beide als Vertreter der englischen Wenlock-Fauna gelten müssen, zeitigt das auffallende Ergebnis ihrer gänzlichen Verschiedenheit. Nur 6 der transatlantischen Arten der Edmund-Fauna finden sich in den Rochester-Schiefeln und nur 3 transatlantische Arten dieser in jenen.

An der Hand eines detaillierten Profils durch das Obersilur von Shropshire zeigt Verf. die Verteilung der 7 transatlantischen Arten der Edmund-Fauna, die den Rochester-Schiefeln fehlen. Mit Ausnahme von *Meristina tumida* kommt keine dieser Arten unterhalb der Oberen Wenlock-Schiefer vor, während 4 bis zum Unteren Ludlow, 3 bis zum Amestry und 2 bis zum Oberen Ludlow hinaufgehen.

Das gleiche ergibt sich bei einem Vergleich mit dem Gotländer Profil, auch hier Anklänge an die höheren Zonen. Die Böhmsche Fauna von E₂ zeigt wieder die gleiche Vermengung der Rochester- und Edmund-Faunen wie das englische Wenlock. Starke Anklänge an die Edmund-Fauna finden sich dann wieder im Podolischen Obersilur, dessen höhere Zonen dann auch wieder typische Arten der Edmund-Fauna enthalten.

Im Gegensatz zu diesen Beziehungen der Edmund-Fauna zu Schichten, die dem Wenlock folgen, zeigt die Rochester-Fauna Anklänge an Faunen, die dem Wenlock vorausgehen. Diese Beziehungen werden an der Hand der einzelnen Arten genau dargestellt.

Bei der Deutung dieser eigenartigen faunistischen Verhältnisse kommt Verf. zu der Erkenntnis, daß man sich dabei einer Reihe hypothetischer Vorstellungen und unzutreffender Voraussetzungen bedient, die sich zu Bewußtsein zu führen er mit Recht für dringend nötig hält.

Bei vergleichend-stratigraphischen Arbeiten erachtet er die Befolgung folgender vier Grundsätze für angebracht:

1. Nur identische, nicht nahe verwandte Arten in Beziehung zueinander zu bringen.
2. Nur Arten einer Fauna zu vergleichen.
3. Nur Arten derselben Tierklasse einander gegenüberzustellen.
4. Die Zahl der identischen Arten bestimmt den gleichalten Horizont. Den oben angeführten Tatsachen entnimmt Verf. zwei Probleme.

I. Problem. Zwei weit voneinander entfernte Arten sind gegeben; ist bei Vorhandensein identischer Arten (wie oben) der Schluß auf Gleichaltrigkeit berechtigt?

Was sind überhaupt identische Arten? In der Liste identischer Arten obiger Faunen steht einmal *Strophomena rhomboidalis* (Untersilur—Carbon), ferner *Strophonella funiculata* (in England: Lickwood beds—Oberer Ludlow, in Amerika nur Edmund).

Beide werden als gleichwertig verwendet, sind es aber keineswegs, denn erstere begreift eine Reihe morphologisch sehr verschiedener Formen in sich, die [angeblich. Red.] den Gattungen *Strophodonta*, *Strophonella*, *Leptostrophia* mit allen ihren Arten gleichwertig ist.

In der Reihe der der Edmund- und Wenlock-Fauna gemeinsamen Arten ist der *Strophomena rhomboidalis*-Typ der bei weitem häufigere, seltener ist der *Strophonella funiculata*-Typ. Dies gilt ganz allgemein: Formen von großer vertikaler Verbreitung entspricht auch eine solche in horizontalem Sinne.

Strophomena rhomboidalis zeigt zu allen Zeiten und an allen Orten ihres Auftretens große Variationsbreite, *Strophonella funiculata* sehr geringe (stellt dagegen selbst die extreme Variation von *Str. euglypha* dar). Erstere kann, als zu langlebig, nie ein Beweis für Gleichaltrigkeit sein, aber auch für letztere gilt das gleiche:

Ist nämlich der morphologische Charakter die Reaktion des Organismus auf Milieuänderungen, was verhindert die Wiederholung des Vorganges bei erneutem Eintritt gleicher Bedingungen? Ist die Form dagegen die Phase bestimmter genetischer Entwicklung, abgestimmt auf ganz besondere Bedingungen, unfähig, sich anzupassen, so erfordert das Auftreten in getrennten Gebieten Zeit für Wanderung, und je weiter der Abstand der Faunen, je längere Zeit trennt dieselben.

In keinem dieser beiden extremen Fälle ist aus der Anwesenheit identischer Arten der Schluß auf Gleichaltrigkeit gestattet und die Mehrzahl der Arten aller Faunen fällt zwischen diese Extreme.

Wie sehr gerade die persönliche Auffassung eines Autors bei Artbeschreibungen eine Rolle spielt, wird an der Hand der von BARRANDE aus Böhmen beschriebenen 49 Spiriferen gezeigt, welche 5 englischen von DAVIDSON beschriebenen äquivalent sein sollen. Der Erfolg einer solchen subjektiven Verwendung des Artnamens ist, daß die Listen identischer Arten morphologische Einheiten von sehr verschiedenem wissenschaftlichen Wert enthalten.

II. Problem. Wieweit kann man aus dem Fossilinhalt einer Schicht Schlüsse auf die physikalischen Bedingungen des Meeres und aus einem Wechsel der Faunen auf einen Wechsel der Bedingungen schließen?

In Nordamerika wie in England findet sich im Obersilur die gleiche Folge von Ablagerungen, vom typischen marinen bis zum brackischen Sediment. Ob man hieraus nur die Aufeinanderfolge der gleichen Bedingungen oder die Gleichzeitigkeit der einzelnen Zonen entnehmen will, hängt davon ab, ob man sich auf den Standpunkt der Migrations- oder der Evolutionshypothese stellt.

Erstere nimmt den Ersatz der herrschenden Fauna durch eine den jeweiligen Bedingungen besser angepaßte an. Wobei einmal Mangel an Anpassungsfähigkeit die erstere zum Auswandern oder Sterben zwingt, andererseits die einwandernde Fauna andernorts, gleichzeitig mit der auswandernden, bestanden haben muß, so daß sie also zwar im Profil verschiedenartig sind, aber doch gleichzeitig, nur unter verschiedenen Bedingungen, gelebt haben.

Letztere, die Evolutionshypothese, beruht einmal auf der Voraussetzung der Anpassung durch Änderung der morphologischen Charaktere, wodurch nach Aussterben der nicht adaptionsfähigen Formen die Veränderung einer Fauna bedingt wird.

Verf. kommt zu dem Schluß, daß man wohl die Edmund-Fauna mit dem Wenlock-Kalk und -Schiefer in Beziehung bringen dürfte, daß aber der Grad der Ungenauigkeit zu groß sei, um für einzelne Zonen genaue paläogeographische Schlüsse darauf aufzubauen. **Axel Born.**

Aeppli, August: Geschichte der Geologischen Kommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft. (Separatabdruck a. d. Festschrift zum 100jährigen Jubiläum d. Schweiz. Naturf. Ges. Bd. 50 [1915] der „Neuen Denkschriften“. 78—147.)

Tornquist, Alexander: Geologie. I. Teil: Allgemeine Geologie. Wilhelm Engelmann, Leipzig 1916. 1—564. 235 Textabbild. u. 1 Textbild.

Cambrische Formation.

Högbom, A. G.: Zur Deutung der *Scolithus*-Sandsteine und „Pipe-Rocks“. (Bulletin of the Geological Institution of the University of Upsala. 1915. 131. 45—60.)

Walcott, Charles D.: Cambrian Geology and Paleontology. III. No. 3. Cambrian Trilobites. Presented by the Smithsonian Institution at the Request of the Author. 1916. 157—256. 15 Taf.

Steinkohlenformation.

Beck, Richard: Über einen neueren Fund von Tierfährten innerhalb der sächsischen Steinkohlenformation. (Abhandl. d. naturw. Ges. „Isis“ in Dresden. 1915. 2. 49—51. 1 Taf. u. 1 Textabbild.)

Triasformation.

Carl Diener: Die marinen Reiche der Triasperiode. (Denkschr. d. k. Akad. d. Wiss. Wien. Math.-nat. Klasse. 92. Wien 1915. 145 p. und Karte.)

Die paläogeographischen Ergebnisse der Stratigraphie und Regionalgeologie bedürfen einer Ergänzung durch die Bestimmung der großen Lebensbezirke, die sich auf Grund vergleichender Studien der Faunen und Floren ergeben. Nachdem V. UHLIG ein darauf begründetes Gesamtbild der marinen Reiche des Jura und der Unterkreide entworfen hat, bringt nunmehr C. DIENER eine gleich umfassende Darstellung der Triasformation. Da der Autor nicht nur den größten Teil der himalayischen Triasfossilien, die im Laufe der letzten Jahrzehnte in Wien zusammenströmten, bearbeitete, sondern auch Gelegenheit hatte, die wichtigsten Triasypen der Erde durch Bereisung oder wenigstens durch Vergleichsmaterialien kennen zu lernen, war es ihm möglich, mancherlei Schwierigkeiten, die sonst einem allgemeinen Faunenvergleich infolge von Verschiedenartigkeiten der wissenschaftlichen Grundlagen erwachsen, auszuschalten. Eine sehr wesentliche Förderung erfuhr die Arbeit durch die von namhaften Spezialisten verfaßte „Trias“ in der FRECH'schen *Lethaea mesozoica*.

In der Trias wie in den beiden anderen mesozoischen Formationen eignen sich unter den marinen Fossilien besonders die Cephalopoden — vor allem die Ammoniten — einerseits durch ihre große Verbreitungsfähigkeit, andererseits durch ihre Variabilität und die kurze Lebensdauer der meisten Formengruppen besonders zur Kennzeichnung der großen marinen Reiche. Passive Verfrachtung der leeren Gehäuse, von der mitunter eine natürliche Verfälschung des örtlichen Faunenbildes befürchtet wurde, spielt keine nennenswerte Rolle, denn wir sehen, daß fast immer die identen Formen zweier weit entfernter Gebiete von einer mehr oder minder großen Zahl verwandter, aber enger lokalisierter Arten umgeben sind, also wirklich Bestandteile der betreffenden Faunen bildeten.

Eine wichtige Rolle spielen auch manche Bivalven, so die Gattungen *Halobia*, *Daonella*, *Pseudomonotis*, *Myophoria* u. a., die sich z. T. durch äußerst weite Verbreitung auszeichnen und oft sogar über mehrere Cephalopodenregionen reichen (vergl. die Bivalven der Werfener Schichten in Europa, in Zentral- und Ostasien, Spitzbergen, im ostsibirischen Küstengebirge). Die übrigen wirbellosen Tiere haben für die Paläogeographie der Trias bis jetzt geringe Bedeutung; das gleiche gilt von den im Meere lebenden Wirbeltieren.

Was die Verteilung der triadischen marinen Tierwelt im großen anbelangt, konnte C. DIENER dieselben vier großen Reiche unterscheiden, die sich im Jura und in der Unterkreide feststellen lassen: nämlich das boreale, das mediterrane, das himalayische und das andine; auch ihre Abgrenzung gegeneinander ist in den Hauptzügen die gleiche.

I. Boreales Reich.

Ausgezeichnete Profile bietet der Eisfjord und der Bellsund in Spitzbergen, wo von der Dyas bis in die norische Stufe eine anscheinend konkordante marine Schichtreihe entwickelt ist und erst im Rhät mit pflanzenführenden Schichten zum Abschlusse gelangt. Auffallenderweise hat die untere Abteilung der Trias (skythische Stufe) auf der Axelinsel Fazies und Fauna der Werfener Schichten, hingegen ist die etwa der Übergangszone zum unteren Muschelkalk (unter-anisisch) angehörige kleine Ammonitenfauna der *Posidonomya Mimer*-Schichten am Eisfjord eigenartig (Gruppe des *Ceratites polaris*, *Gyronites* u. a.). In den zum oberen Muschelkalk gehörigen Daonellenschichten zeigen sich außer den weit verbreiteten Ptychiten die Gattungen *Gymnotoceras* und *Parapopanoceras*, die auch in dem andinen Reich vorkommen. Die ladinische Stufe ist nicht als faunistisch selbständiger Horizont nachgewiesen. In der auch auf der Bäreninsel fossilreich entwickelten karnischen Stufe der Obertrias kennzeichnen u. a. die beiden typisch borealen Ammonitengattungen *Nathorstites* und *Dawsonites* den Horizont der *Halobia Zitteli*. Die norische Stufe führt die für das arktische Gebiet und dessen nordpazifischen Anhang charakteristische *Pseudomonotis ochotica*.

Eine reiche und eigentümliche Fauna enthalten die oberskythischen Schichten der Olenekmündung; neben den borealen Gruppen der *Dinarites circumplicati* (*Olenekites*) und *Ceratites subrobusti* kommen allerdings Formen, wie die auch auf der Insel Kotelny gefundenen Gattungen *Hedestroemia*, *Meekoceras* und *Xenodiscus* vor, die eine Beziehung zur indischen Fauna herstellen. In anisischen Schichten am Magyflusse im Janalande fand sich sogar *Beyrichites affinis* aus dem Himalaya. Die offene Meeresverbindung muß über pazifisches Gebiet gegangen sein, wie sich aus den vorhandenen boreal—andinischen Beziehungen ergibt.

Sehr einheitlich ist das Gepräge des borealen Reiches in der karnischen Stufe, die sich, im Gegensatz zur beschränkteren Verbreitung der tiefen Triashorizonte, durch weit ausgedehnte Transgression auszeichnet. Die Schichten mit *Halobia Zitteli* finden sich im Heureka-Sund und auf Ellesmereland, dann bei Werchojansk, ferner auf der Insel Kotelny, wo DIENER in ihnen *Nathorstites* und die mediterran-himalayischen Gattungen *Pinacoceras*, *Cladiscites*, *Arcestes* u. a. nachwies. Mindestens ebensoweit sind die *Pseudomonotis ochotica*-Schichten verbreitet, die z. B. Spitzbergen, Werchojansk, Kotelnyinsel, Kolymagebiet, die ochotskische Küste und Japan gleichmäßig kennzeichnen, also über das boreale Reich noch hinausgehen. Zu letzterem rechnet DIENER noch die obere Trias der Halbinsel Alaska, wo der über 3000' mächtige Chitistone-Kalk im Nizimadistrikt einige Ammoniten der Gattungen *Arcestes*, *Juavites*, *Tropites* führt und

am Iliamnasee in 60° N auch riffbauende Korallen der Gattungen *Thecosmilia*, *Isastraea*, *Phyllocoenia* enthält, die z. T. mit Formen der norischen Zlambacher Schichten des Salzkammergutes ident scheinen. Überlagert werden sie von Schieferen mit *Pseudomonotis subcircularis*, jener Form, die auch in Britisch-Columbien und Californien an Stelle der *Ps. ochotica* tritt. Als maßgebend für die Zurechnung Alaskas, Britisch-Columbiens und der Queen-Charlotte-Inseln samt Vancouver zum borealen Reich wird von DIENER besonders der Umstand betrachtet, daß unter den Fossilien am Liardfluß, Br.-C., die Gattungen *Nathorstites*, *Dawsonites* und *Sibyllonutilus* sehr an Spitzbergen erinnern. Allerdings mischt sich infolge der schon in Lethaea — Trias (p. 560) betonten Transgression in der karnischen Stufe der boreale Faunentypus mit jenem der angrenzenden Reiche beträchtlich, so daß sich eine Zuweisung Alaskas etc. zum nordandinavien (californischen) Gebiete auch verteidigen ließe.

II. Mediterranes Reich.

Das Große („eurasiatische“¹) Mittelmeer der Triaszeit, die „Tethys“, zerfällt in zwei Reiche, das mediterrane und das himalayische. für deren ersteres die alpinen Faunen bezeichnend sind, während im zweiten der Himalaya und der Sundaarchipel die Typen enthalten. Die „germanische“ Trias hat nur die Merkmale einer besonderen, durch die eigenartigen Ablagerungsverhältnisse bedingten Provinz innerhalb des mediterranen Reiches.

a) Alpine Trias.

Über die ostalpine Schichtfolge, die durch ihre vollständige Entwicklung und ihre reiche Faziesgliederung das Ausgangsgebiet für das Studium der ganzen marinen Triasbildungen geworden ist, ließ sich im Rahmen der allgemeinen Darstellung nur wenig sagen. Nach Osten herrschte bekanntlich Zusammenhang mit dem karpatischen Ablagerungsgebiet, das in der Tatra und in den Beskiden durch Eingreifen des Keupers in Verband mit der germanischen Entwicklung trat. Die Fortsetzung der ostalpinen Meeresregion nach Westen ging über die Briançonnaiszone und umfaßte Nordkorsika, Umbrien, Campanien, sowie die Basilicata, die durch Hallstätter Fazies der ladinischen Schichten bekannt ist. Besondere Bedeutung erlangte die Trias von Sizilien, wo allerdings erst die über den fossilieren tieferen Zonen entwickelte obere Abteilung in den Provinzen Girgenti und Palermo reiche Faunen der karnischen *Tropites subbullatus*-Zone und der norischen Stufe geliefert hat. Trotz der vielen aufgestellten neuen Arten, die sich oft auf zu enge Fassung des Speziesbegriffs durch den Bearbeiter GEMELLARÒ zurückführen, gewinnt man den Eindruck einer echten Hallstätter Fauna.

Auf den Balearen und an der Ebromündung zeigen besonders die ladinischen *Protrachyceras*-Schichten mediterranes Gepräge, während im übrigen germanische Ausbildungsart herrscht. Das westlichste bekannte

¹ Ob die Beibehaltung der Bezeichnung „eurasiatisch“, mit der bekanntlich in Indien die Bastarde von Europäern und Asiaten bezeichnet werden, empfehlenswert erscheint, bleibe dahingestellt. Red.

Vorkommen der alpinen Trias stellen die Megalodontenkalke der Sierra Almirara (S der Sierra Nevada) dar.

b) Die Binnenfazies des mediterranen Randgürtels (germanische Entwicklung).

Diese gliedert sich bekanntlich während der Trias sehr auffällig vom alpinen Typus ab, während es für viele Stufen des Jura und der Unterkreide schwierig ist, feste faunistische Unterschiede namhaft zu machen.

Was den Buntsandstein anbelangt, der von verschiedenen Geologen als eine Wüstenbildung betrachtet wird, möchte DIENER der Ansicht von einer limnischen bezw. binnenmeerischen Entstehung den Vorzug geben, wengleich er zeitweilige Ablagerung in trockenen Becken nicht ausschließt. Soweit im Muschelkalk Cephalopoden vorhanden sind, scheinen sie im allgemeinen im Mediterrangebiet zu wurzeln, wie z. B. die Balatoniten, die trinodosen Ceratiten und die Ptychiten des ober-schlesischen Muschelkalks; selbst die nodosen Ceratiten weisen Beziehungen zur alpinen Ablagerungsregion auf.

Der Keuper bietet wegen seiner dem Buntsandstein ähnlichen Ablagerungsbedingungen sehr wenige faunistische Vergleichspunkte.

Zur germanischen Provinz gehören u. a. die Ablagerungen der Provence, Cataloniens, der subbetischen Ketten in Südspanien. An der Ebro-mündung, auf den Balearen und in NW-Sardinien zeigt sich die Vermischung mit alpinen Merkmalen noch deutlicher als im ober-schlesisch-karpathischen Grenzgebiet.

Bekanntermaßen bietet Nordafrika faziell ein Seitenstück zur germanischen Entwicklung, so in Constantine, Oran, Zentral-Tunis und Marokko. Bemerkenswert ist aber das Vorkommen von Rhätkalken in der Schauhah Marokkos. Basische Eruptionen („Ophite“) sind in der Trias von Spanien und Nordafrika sehr verbreitet.

c) Das östliche Mittelmeerbecken.

Aus den Süd-Alpen und den Karstländern zieht die Fortsetzung echt mediterraner Trias ununterbrochen nach Nordalbanien, wo die von NOPCSA entdeckten und von ARTHABER bearbeiteten fossilreichen oberskythischen Kalke in Hallstätter Facies bei Këira eine ganz unerwartete Bereicherung unserer Kenntnis bedeuten. Anstatt der bekannten eintönigen Dinariten- und Tirolitenfauna der oberen Werfener Schichten begegnen wir hier einer Cephalopodengesellschaft, die uns durch reichliche Entwicklung der andinen Gattung *Columbites*, durch das Vorkommen des himalayischen Typus *Ophiceras* cf. *Sakuntala*, sowie verschiedener Meekoceraten an die beiden anderen außerborealen Reiche erinnert. Immerhin aber sprechen die vielen autochthonen Formen, ja selbst Gattungen, und das Vorkommen des *Tirolites illyricus* der dalmatinischen Werfener Schichten dafür, daß es sich einfach um einen mediterranen Faunentyp handelt, der vorher nicht bekannt war, weil die entsprechende reine Cephalopodenfazies fehlte. Die anisischen Faunenreste Albaniens fallen in keiner Weise aus dem bekannten Rahmen. Das gleiche gilt von den reichen, aus Griechenland bekannt gewordenen mittel- und obertriadischen Versteinerungsserien.

Auch die von TOULA entdeckte bithynische Trias am Golf von Ismid im nordwestlichen Kleinasien zeigt ein Profil, das sich sehr nahe dem allgemeinen Typus anschließt (Werfener Schichten, anisische *Trinodosus*-Stufe, ladinische *Protrachyceras*-Schichten, karnische *Aonoides*-Stufe), obgleich sie durch spezifisch anatolische Elemente eine Lokalfärbung erhält und außerdem einen mäßigen indischen Einschlag aufweist. Eine sehr eigenartige Brachiopoden- und Bivalvenfauna beherbergen die über Fusulinenkalk transgredierenden obernorischen bis vielleicht rhätischen Schichten mit *Spirifer Manzavini* bei Balia Maden in Mysien, deren leitende Formen auch in den obersten korallenführenden Triaskalken am Berge Tschatsch im Kubandistrikt, N-Kaukasus, wiederkehren. Bis zum Jahre 1907 war Trias in dem als verhältnismäßig gut erforscht geltenden Kaukasus unbekannt; um so mehr überrascht es, daß hier nun dank den Funden von WOROBIEW und WITTENBURG ein Profil auftaucht, das Werfener Schichten, Muschelkalk mit Ptychiten und Gymniten, ladinische Daonellenschichten, karnische Stufe mit Koninckinen, ferner die auch in der Krim entdeckten norischen *Pseudomonotis*-Bänke (*Ps. caucasica*) und schließlich die erwähnten Korallenkalke umfaßt. Zur Abtrennung einer kimmerokaukasischen Provinz, die in Oberjura und Unterkreide Berechtigung hat, liegt kein Anlaß vor.

Die mediterranen Spuren reichen aber noch weiter; am Berge Bogdo in der astrachanischen Steppe finden sich Werfener Schichten, die allerdings außer Tiroliten die ganz eigenartige Gattung *Dorycranites* enthalten. Zum gleichen Reiche rechnet DIENER auch die allerdings nur in indifferenten Bivalvenfazies bekannte Untertrias von Darwas in Bochara und ein an der Teplaja im südlichen Gouv. Jenisseisk gefundenes Vorkommen. Eine Verbindung mit dem arktischen Meere über die westsibirische Ebene wäre denkbar.

III. Das himalayische Reich.

Geologisch gibt es keine Grenze zwischen dem europäischen und dem nordindischen Meeresgebiet; aber faunistisch bestehen Eigentümlichkeiten des letzteren, welche die Aufstellung eines besonderen Reiches nahelegen. Im Himalaya haben Kashmir, besonders aber Spiti, Painkhanda (Shalshal Cliff und Bambanag) und Byans prächtige, ammonitenreiche Fossilreihen aus fast allen Abteilungen der Trias geliefert; nur in den obernorischen Megalodontenkalken fehlen bisher Cephalopoden. Die Hallstätter Fazies ist in den „tibetanischen Klippen“ von Malla Johar zwischen Kumaon und den Mansarowar-Seeu vertreten.

Während die skythischen *Ophiceras*¹, *Meekoceras*, *Hedenstroemia*- und *Sibirites*-Schichten eine Tierwelt beherbergen, die sich ebenso wie die nahe verwandte Saltrange-Fauna von der ärmlichen Werfener Entwicklung der Alpen weit entfernt, ist der Muschelkalk beider Regionen durch manche gemeinsame und ziemlich viele verwandte Arten ausgezeichnet. Die dem

¹ Von NOETLING u. a. werden die *Ophiceras*-Schichten (mit *Otoceras Woodwardi*) noch zur Dyas gestellt.

indischen Muschelkalk eigentümlichen Gattungen werden — mit Ausnahme von *Buddhaites Rama* — verhältnismäßig selten gefunden, endemische Arten aber häufig.

Starken mediterranen Einschlag haben außer den bisher nur in Spiti reichlich entwickelten ladinischen Schichten die karnischen *Aonoides*- und *Subbullatus*-Bänke. Das Maximum erreicht die Ähnlichkeit in der tibetischen Klippenfazies und im oberkarnisch-norischen Tropitenkalk von Byans. In den norischen *Halorites*- und *Juvavites*-Schichten ist die Verschiedenheit von der alpinen Fauna wieder stark betont; auch die Brachiopoden erweisen sich meist als autochthon.

Die Verfolgung himalayischer Spuren nach Westen ist schwierig, da bisher nur im Pamirgebiet und in Beludschistan marine Trias bekannt ist, während in Nordafghanistan bereits der Kontinentalbereich beginnt.

Als westlichster Vorposten der nordindischen Entwicklung wird Hocharmenien betrachtet, wo am Araxes über der *Productus*-führenden marinen Dyas von Djulfa (mit *Otoceras*, neben *Productus*-Arten u. a. paläozoischen Formen) skythische *Meekoceras*-Schichten folgen. Die Bivalvenfauna trägt aber hier wie in Kashmir noch den indifferenten Habitus der Werfener Entwicklung.

Sehr wichtig ist die Tatsache, daß die geschilderte Meeresregion in den westlichen Teil des Indischen Ozeans reichte. Das Vorkommen obertriadischer Myophorienbänke am Elphinstone Inlet, Oman, gehört zwar noch der Kettengebirgszone an und fügt sich daher in das gewohnte paläogeographische Bild ein, aber die untere Trias von Nordwest-Madagaskar (mit himalayischen Cephalopoden) weist auf den Bestand einer großen „äthiopischen“ Ausbuchtung der Meeresbedeckung hin.

Die paläogeographische Verbindung Nordindiens mit dem fernen Osten ist noch lückenhaft (Funde in Nepal, Semenowgebirge in Tibet u. a.) und auf vereinzelte Faunenreste gestützt. Wichtig und bedeutsam sind die durch *Avicula contorta* als Rhät charakterisierten, aber sonst faunistisch sehr eigenartigen, bivalvenreichen Napengschichten an der Bahnstrecke Mandalay—Lashio, ferner die Myophoriensandsteine der malayischen Halbinsel, schließlich die Äquivalente der Napengschichten in Nord-Laos und am Delta des Roten Flusses.

Fast vollständige Triasprofile, die aber im Rhät mit pflanzenführenden Schichten abschließen, finden sich in den Faltegebirgen von Nord-Annam, Tongking und Süd-Yünnan. Die Ähnlichkeit mit mediterranen und indischen Faunen ist besonders im Muschelkalk (mit *Ceratites cf. trinodosus*, *Cuccoceras cf. Yoga*), in der ladinischen Stufe (mit *Protrachyceras cf. Archelaus*) und in den karnischen Myophorienschichten groß; typisch indisch ist die hier und im Himalaya vorkommende Bivalvengattung *Pomaringina*. Die Vertretung der norischen Stufe ist faunistisch noch unsicher; das Rhät zeigt paralischen Charakter.

Manche Vorkommnisse im fernen Osten, so besonders die litorale („neritische“) Fazies, die in S-Yünnan über kristallines Grundgebirge transgrediert, weisen so viele Beziehungen zu den Alpen auf, daß man

zur Abtrennung vom mediterranen Reich keinen besonderen Anlaß hätte, wenn die reichen Himalaya- und Sundafaunen nicht bekannt wären.

Indisches Gepräge tragen noch die durch *Meekoceras*, *Proptychites*, *Ophiceras* u. a. ausgezeichneten skythischen Schichten der Ussuribucht bei Wladiwostok, wengleich neue Typen, wie die bis Nordamerika reichende Gattung *Ussuria*, nicht fehlen. Der Muschelkalk entbehrt besonderer Eigenart (*Ptychites*, *Acrochordiceras*), und ebenso läßt sich auch Japan, wo bei Inai in der Provinz Kikuzen Cephalopodenkalke mit *Ptychites*, *Sturia*, *Gymnites*, *Hollandites*, *Japonites* vorkommen, noch dem himalayischen Reiche zuzählen. Bezeichnenderweise kommt mit der im borealen Reiche weitverbreiteten Transgression der *Pseudomonotis ochotica*-Schichten das nordische Element herein. Das japanische Rhät ist pflanzenführend.

Verfolgt man die Spuren, die von der himalayischen Trias in den südlichen Teil der pazifischen Randzone führen, so stellen die zahlreichen Fundpunkte in der malayischen Inselwelt das wichtigste Verbreitungsgebiet dar. Abgesehen von der transgredierenden Obertrias bei Kenda in W-Borneo, in N-Sumatra (mit *Halobia styrica*, *Daonella cassiana*), in W-Sumatra (obornorische Padangschichten) sind hier besonders die Vorkommnisse von Timor und Buru interessant. Auf der ersteren Insel kennt man aus Kalkblöcken, die klippenartig aus dem Tertiär und Quartär aufragen, fast sämtliche Stufen der Formation. Besonders reich erwiesen sich die von WELTER bearbeiteten karnischen und norischen Horizonte, die 60 rein alpine, 27 himalayische, 33 beiden gemeinsame Formen enthalten. Bei Berücksichtigung der Gattungen sieht man aber, daß 8 sehr bezeichnende himalayische, wie *Puratibetites*, *Anatibetites*, *Indonesites* u. a. vorkommen, denen nur 3, dem indischen Gebiet bisher fremd gebliebene mediterrane Gattungen entgegenstehen, so daß doch das erstere Faunenelement in dieser Beziehung stärker hervortritt. Von *Orthoceras* werden unter 11 Arten 9 alpine beschrieben, auch die Korallen sind mediterran, so daß jedenfalls für diese Zeit eine Verbindung durch die ganze Tethys unzweifelhaft ist.

In Buru haben die obornorischen Asphaltschiefer, Kalksandsteine und Mergelkalke von Fogi eine reiche Fauna mit *Neotibetites* n. g. (ähnlich den cretacischen Tissotien), *Metasibirites*, *Indoceras* und mit der Hydrozoe *Heterastridium* neben vielen autochthonen Bivalven geliefert. Interessant ist die Auffindung ammonitischer Nebenformen, und zwar aus den mediterranen Gattungen *Rhabdoceras* und *Choristoceras* in den sonst sehr eigenartigen *Nucula*-Mergeln von Lios. Es scheint, daß die Bivalven die Aufstellung einer malayischen Provinz des himamalayischen Reiches gestatten, während die Ammoniten dies nicht nötig machen.

Neu-Caledonien und Süd-Neuseeland zeigen gewisse provinzielle Eigentümlichkeiten in ihrer karnischen Brachiopodenzone mit *Spiriferina Wreyi*. Die aus Neuseeland beschriebene *Pseudomonotis Richmondiana*, eine Verwandte der *Ps. ochotica*, findet sich auch in den jüngsten Triasschichten von Neu-Caledonien.

IV. Das andine Reich.

Im unteren Teile der kontinentalen Red beds von Idaho liegen anscheinend konkordant über dem marinen oberen Paläozoicum 1. *Meekoceras*-, 2. *Tirolites*- und 3. *Columbites*-Schichten der skythischen Stufe. Die erstgenannten zeigen überwiegend himalayische Beziehungen, obgleich sie auch boreale Typen wie *Prospiringites* und *Gyronites* führen. Die *Tirolites*-Schichten sind aber derart der oberen Werfener Zone faunistisch verwandt, daß an eine Verbindung zu denken ist, die nicht über die himalayische Region, sondern unmittelbar über ein mittelatlantisches Becken zum Mittelmeer ging. Seitdem in Nordalbanien auch die auffällige Gattung *Columbites* aus der 3. Zone gefunden ist, gewinnt diese Vermutung noch eine weitere Stütze. — Sonst ist in Nordamerika die untere Trias nur noch im White Pine Cy. (Nevada) und Inyo Cy. (Californien) durch *Meekoceras*-Schichten vertreten. Die im letzterwähnten Gebiet darüber folgenden Schichten des unteren Muschelkalkes enthalten außer *Acrochordiceras*, *Ptychites*, *Hungarites* die boreale Gruppe *Popanoceras*. Die nur wenig jüngeren Bänke mit *Daonella dubia* in der westlichen Humboldt Range, Nevada, unterscheiden sich sehr wenig vom gewöhnlichen Muschelkalktypus (z. B. Han Bulog, Bosnien) und enthalten sogar die im indischen Faunenbereich bisher fehlende Gattung *Balatonites*; boreal ist *Gymnotoceras* (vergl. Spitzbergen).

Prächtige Fossilien lieferten die allerdings erst mit Konglomeraten, Kieselschiefern etc. der mittleren Trias beginnenden Schichtprofile im Shasta Cy., Nordcalifornien. Hier schließt besonders der Hosselkuskalk in seiner tieferen Abteilung bei Taylorville eine fast rein mediterrane Fauna der *Tropites subbullatus*-Zone ein, also jener Abteilung, die auch im Himalaya nur wenig von den Alpen abweicht. Auffallend ist höchstens, daß die Gattung *Trachyceras*, die im Salzkammergut nicht über die *Tr. aonoides*-Zone der karnischen Stufe hinausgeht, in Californien höher hinaufsteigt. — Im oberen Hosselkuskalk finden sich *Juvavites*, *Arcestes* u. a. wahrscheinlich auf die norische Stufe verweisende Formen; die Korallenfauna hat Hallstätter Beziehungen — was übrigens auch für die von DIENER noch zum borealen Reich gerechneten Vorkommnisse am Iliamna-See, Alaska, gilt.

Die Ablagerungen der obernorischen Abteilung von Nordcalifornien, Oregon, Nevada zeigen ebenso wie jene von Britisch-Columbien und Alaska *Pseudomonotis subcircularis*, doch kennt man aus ihnen auch *Rhabdoceras*, *Arcestes*, *Halorites*, *Placites*.

Das Rhät ist bei Taylorville durch pflanzenführende Schichten vertreten.

Als ein wichtiges negatives Merkmal des andinen Reiches erscheint das Fehlen von *Cladiscites*, *Sturia*, *Pinacoceras*, *Cyrtopleurites* bei sonst nahen Beziehungen zur mediterranen Region. Der boreale Einschlag beschränkt sich — wenn man die britisch-columbische und alaskische Trias zum borealen Reich rechnet — im wesentlichen auf die Gattungen *Gymnotoceras* und *Parapopanoceras*. Himamalayische Typen: *Meekoceras*,

Flemingites, *Aspidites* und die ostasiatische *Ussuria*, liefert die unterste Trias. Jedenfalls ging diese Verbindung über die nord- und westpazifischen Gegenden. — Erwähnt sei das Auftreten der bisher ganz isoliert gebliebenen marinen Reptilienfamilie der Thalattosaurier in Nevada und Californien.

Südlich der Vereinigten Staaten kennt man noch recht wenig über die Verbreitung der Formation. In Mexiko ist bei Zacatecas transgredierende karnische Stufe mit Bivalven, *Anatomites*, *Sirenites* u. a. vorhanden, so daß ein Weg von Californien zum atlantischen Becken angedeutet ist.

Chiapas und Honduras zeigen terrestrisch-limnische Entwicklung; erst bei Chaparal in Columbia und in Peru (zwischen 6—12°) finden sich *Pseudomonotis*-Schichten der norischen Abteilung. Aus dem Utcubambatale, Peru, wurden von STEINMANN *Pseudomonotis ochotica*, *Sagenites*, *Arcestes*, *Placites*, *Rhabdoceras* u. a. bekannt gemacht.

Die Meere und Kontinente der Triasperiode.

Für die Trias ist die Erkennung der wichtigsten Kontinente und Meere gut möglich. Wir können als Hauptregionen der ersteren erkennen:

1. Eurasien, nördlich der als Tethys bezeichneten Mittelmeerzone.
2. Indoafrika (geteilt durch die äthiopische Bucht).
3. Australien.
4. Laurentia (nordamerikanisches Festlandgebiet).
5. Brasilia.

Folgende Hauptmeere sind durch Ablagerungen feststellbar: 1. Das arktische; 2. die Tethys (das Grosse Mittelmeer); 3. die pazifischen Randmeere (einschl. californische See); 4. das mittelatlantische Becken („Poseidon“ nach SCHUCHERT); 5. der Indische Ozean. Die Theorie von A. WEGENER, daß die Kontinente driftende Schollen seien, die vor sich, am „Scheff“, die Faltengürtel aufstauen, während hinter ihnen die erkaltete schwere Magmasphäre in den Ozeanen klappt, wird auf Grund der Sedimentverteilung abgelehnt. Wenn z. B. die indische Halbinsel von Afrika abgetrieben wäre, müßte auch der die beiden Massen im Norden begleitende gefaltete Gürtel zerrissen sein. Gegen das Abreißen Nordamerikas von Eurasien (um 35 Längengrade) spricht der Umstand, daß sich beiderseits der Behringstraße der periarktische Litoral-gürtel als zusammengehörig darstellt. Nach der Theorie würde man erwarten, daß die pazifische Trias von Nordamerika und jene von Ostasien zur Zeit ihrer Ablagerung durch abyssische Tiefen getrennt waren und erst durch die erwähnte Kontinentalverschiebung einander genähert wurden.

Im Anschlusse gibt Verf. eine paläogeographische Charakteristik der wichtigsten triadischen Meeresgebiete.

I. Das arktische Meer hatte seine größte Ausdehnung während der Obertrias und war damals mit dem nordpazifischen Randmeere der Alten und der Neuen Welt in breitem Zusammenhang. Möglicherweise bestand dagegen während der unteren Trias ein Meeresarm östlich des Ural; aber Zentral- und W-Rußland waren landfest. — Auffallend ist die große Verbreitung triadischer basischer Eruptivgesteine in Ellesmereland, Sverdrup-Archipel, Spitzbergen, Werchojanskgebirge und im östlichen Pazifik.

II. Die Tethys entspricht der Zone der jungen eurasiatischen Kettengebirge, geht aber während der unteren Trias nach Norden darüber hinaus in die astrachanische Steppe — ja noch weiter bis in das obere Jenisseigebiet. Nach Süden zweigt sich von ihr die äthiopische Bucht ab, deren Spuren in Nordwestmadagaskar und möglicherweise in Abessinien sichtbar sind.

Der westlichen Tethys waren die Binnenmeere, zeitweise auch Wüstenbecken, der germanischen und iberisch-nordafrikanischen Provinz vorgelagert. Eine Verbindung der Tethys mit dem auf Grund der faunistischen Beziehungen geforderten mittelatlantischen Becken dürfte über das südlichste Spanien gegangen sein.

Zweifellos bestanden viele Inseln in der westlichen Tethys; so lagen durch längere Zeit die Montblanczone, die östlichen Zentralalpen, die Gailtalzone, die Rhodopemasse u. a. trocken.

Über die Verbindung der europäischen und himalayischen Abteilung der Tethys ist man noch sehr mangelhaft unterrichtet. Der marine Faunenaustausch war zeitweise unterbrochen (vergl. die Untertrias), zu meist aber gut möglich. Große Teile von Persien und Afghanistan dürften kontinental gewesen sein.

Die östliche Tethys war im Norden durch eine Festlandküste in Russisch-Asien und Mittelchina, im Süden durch das bis in den Sikkim-Himalaya und in die Daftaberger von Assam reichende Gondwanaland begrenzt; durch die Insel von Kambodscha wurde sie in einen indochinesischen und einen wohl erst für die jüngere Triaszeit nachweisbaren burmanischen Arm geteilt. — Als Ozean ist die Tethys nicht zu bezeichnen, sondern als eine Reihe von inselreichen Ingressionen, die zeitweise (wie schon früher einmal während des Rotliegenden) zerfielen. Nur so erklärt es sich, daß wir in den Burghersdorp beds Südafrikas Labyrinthodonten der schwäbischen Trias finden.

III. Pazifische Randmeere sind für die untere Triaszeit erst an wenigen Stellen nachgewiesen, so in der ostsibirischen Küstenprovinz und in der „californischen Bucht“. Ausgedehnt sind aber die Spuren in der mittleren und besonders in der oberen Trias; vergl. die Transgressionen in Japan, Alaska, Britisch-Columbien und vorliegende Inseln, Californien, Peru, Neu-Caledonien, Neuseeland.

Mit dem arktischen Gebiet hat die pazifische Randzone den Reichtum an vulkanischen Eruptionen gemeinsam. Für die Annahme eines pazifischen Kontinents im Sinne von HAUG sind keine Anhaltspunkte vorhanden.

Die californische See reichte über Puget Sund, Oregon, Wyoming, Idaho, Nevada, Südkalifornien; im Osten greift sie zu skythischer Zeit bis in das Randgebiet der kontinentalen Red beds, welche die östlichen Rocky Mountains, die westlichen Prairien und die Wüsten am Rio Grande del Norte auszeichnen.

IV. Das mittelatlantische Becken („Poseidon“). In Carolina, Virginia, Connecticut, Massachusetts und Neu-England ist die Trias durch Kontinentalbildungen vertreten. Aber über Zacatecas in Mexiko führte

eine obertriadische Meeresverbindung, die einen Faunenaustausch zwischen Californien und dem mediterranen Reiche wahrscheinlich macht — um so mehr, als beide viele Beziehungen aufweisen, die nicht auf dem Wege über das pazifische und himalayische Reich zu erklären sind. — Zentralamerika war Festland und hat nur pflanzenführende Ablagerungen geliefert.

Im nördlichen Atlantik muß Landverbindung mit Europa mindestens während der Obertrias bestanden haben, da im Keuper der atlantischen Staaten und in den Red beds typische Land-Labyrinthodonten und Reptilien Mitteleuropas bekannt sind.

Zwischen Brasilien und Afrika nimmt der Autor keinen Landzusammenhang an, sondern ist der Ansicht, daß der südatlantische Ozean als Fortsetzung des „Poseidon“ zwischen beiden durchgriff. Die Lualabaschichten am oberen Kongo mit ihren Ganoidfischen *Peltopleurus*, *Pholidophorus* u. a. scheinen dem Randgebiete dieses Meeres anzugehören. Die jurassischen und untercretacischen Molluskenarten des indoafrikanischen Gebiets, deren Auftreten in Südamerika V. UHLIG durch Verbreitung an einer südatlantischen Küste erklärt, würde der Autor durch Wanderung über eventuelle Insulargebiete S von Afrika zur Antarktis und von hier entlang einer ununterbrochenen Küste nach Südamerika deuten.

V. Der Indische Ozean. Für Australien bedeutet die Trias eine Festlandszeit. Eine Verbindung mit der indischen Halbinsel ist für den älteren Abschnitt dieser Periode wahrscheinlich, da im malayischen Gebiet und im burmanischen Bogen im allgemeinen erst die obere Trias übergreift und da ferner in Kambodscha Gondwanapflanzen und Dicynodontenreste gefunden sind. Hingegen wird der im jüngeren Paläozoicum vorhanden gewesene Teil des Indischen Ozeans W von Australien wohl auch während der Trias im großen und ganzen bestanden haben.

Schl u ß b e m e r k u n g e n .

Im Gegensatze zu den Rekonstruktionen von LAPPARENT und HAUG, welche die Triasmeere großenteils auf die Geosynklinalen beschränken, aus denen wir eigentliche ozeanische Ablagerungen kaum in größerer Verbreitung kennen, kommt DIENER — in teilweiser Übereinstimmung mit der Lethaea — zu einem geographischen Erdbild, in welchem die Verteilung der großen Ozeane während der Trias nicht allzusehr von der heutigen abweicht, er tritt also für eine relative Beständigkeit der Ozeane und Kontinente seit der Triaszeit ein.

Was die Klimafrage anbelangt, geben die marinen Faunen keine Anhaltspunkte für die Aufstellung von Gürteln nach den geographischen Breiten. Am ehesten schiene — ähnlich wie im Jura — noch die boreale Region auf klimatische Einflüsse hinzuweisen. Aber auch hier sehen wir Erscheinungen, die dem nicht günstig sind, so z. B. das Auftreten von Riffkorallen in 60° N (Alaska) und der relative Faunenausgleich in karnischer Zeit. Auffallend ist auch die Ähnlichkeit der Rhätfloren in Nordamerika, England, Deutschland, S-Schweden, O-Grönland, Spitzbergen, China, Japan, Neuseeland, Südafrika, Honduras, Argentinien, Chile. Unter den Reptilien kennt man Verwandte der südafrikanischen *Cistocephalus*-Typen an der Drina, Dicynodonten in Ostindien, Kapland, Mitteleuropa;

Thecodontosaurus in Nordamerika, Europa, Südafrika, Ostindien, Australien. Allerdings wurde auf der südlichen Halbkugel S des 45. Grads noch keine Triasfauna oder Flora aufgefunden; Zurückhaltung ist daher am Platze. Trotz der scheinbaren Gleichförmigkeit des Klimas dieser Zeit ist DIENER mit KERNER der Ansicht, daß es sich nur um eine durch Anpassungen, Meeresströmungen u. a. verursachte Verschleierung der Unterschiede handelt. Vor allem ist dem Umstande Rechnung zu tragen, daß wir aus dem Inneren der damaligen Kontinente, wo exzessivere klimatische Bedingungen zu erwarten sind, Floren etc. nicht kennen. Jedenfalls wirkten in den hauptsächlich erforschten Rand- und Mittelmeeren, sowie in den Litoralgegenden die erwiesenen weiten Meeresverbindungen mit ihren Strömungen ausgleichend. Im allgemeinen läßt sich sagen, daß die paläogeographischen Verhältnisse für sich allein nicht zu einer befriedigenden Lösung der paläoklimatischen Fragen führen; sie spielten aber zweifellos eine wichtige Rolle als verändernde Einwirkungen auf die kosmisch verursachten Klimazustände, deren Wechsel wir noch nicht zu fassen vermögen.

Franz Kossmat.

G. v. Arthaber: Die Entwicklung der Trias in Anatolien. (Mittel. Geol. Ges. Wien. 8. 1915. 47—61.)

Gibt eine Übersicht der bisher bekannt gewordenen Triasvorkommen in Kleinasien. An keiner Stelle sind vollständige Profile entwickelt. Auf Chios kennt man die anisische Cephalopodenfazies der Bulogkalke, auf Kos die Korallenfazies der Zlambachschichten, in der Umgebung von Balia Maaden Kalke und Schiefer der norischen oder rhätischen Stufe. Nur in Bithynien reichen fossilreiche Triasbildungen von den Werfener Schichten bis in die *Aonoides*-Zone der karnischen Stufe hinauf. Verf. bespricht die Verhältnisse in den Profilen von Diliskelessi und Tepeköi an der Hand seiner in den „Beiträgen z. Paläontol. u. Geol. Österreich-Ungarns“ (27. 1914. p. 85—206) veröffentlichten Untersuchungen, über die bereits ausführlich referiert wurde. Neu ist die schärfer durchgeführte Scheidung von drei Cephalopodengruppen im bithynischen Muschelkalk. Eine Gruppe von mediterranen und eine zweite von anatolischen Typen (insbesondere *Acrochordiceras*) sind beinahe gleichwertig, während die dritte, aus indischen Typen bestehend, erheblich zurücktritt. Dagegen treten die autochthonen Typen in der ladinischen und karnischen Stufe den allgemein im Mediterrangebiet verbreiteten gegenüber in den Hintergrund.

Lediglich auf das südmediterrane Gebiet beschränkt zu sein scheinen die Gattungen *Asklepioceras* RENZ und *Romanites* KITTL. Diener.

Pfeiffer, Wilhelm: Über den Gipskeuper im nordöstlichen Württemberg. Inaugural-Dissertation. Stuttgart 1915. 1—67.

Juraformation.

- Soergel, W.: Unterer Dogger von Jefbie (Misolarchipel). Ein Nachtrag zur Stratigraphie und Biologie. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1915. 67. Monatsber. No. 3. 99—109.)
- Model, Robert: Mitteilung über neue stratigraphisch-faunistische Beobachtungen im Jura Frankens. Erlangen 1916. 1—63.
- Loczy jr., Ludwig v.: Monographie der Villanyer Callovien-Ammoniten. (Editio Separata ex Geologica Hungarica. 1915. I/3—4. 1—248. 14 Taf. 149 Textfig.)
-

Tertiärformation.

- Fliegel, G.: Die natürliche Grundlage und die wirtschaftliche Entwicklung der rheinischen Braunkohlen- und Brikettindustrie. Cöln 1914. 9 Taf. 3 Textabbild.
- Klähn, Hans: Die Fossilien des Tertiärs zwischen Lauch und Fecht. (Mitteil. d. Naturhist. Ges. zu Colmar. 1915. 1—83.)
-

Quartärformation.

- Wolff, Wilhelm: Über die Großgletscher von Alaska und die diluviale Vereisung von Nordamerika. (Geogr. Zeitschr. 1915. 21/12. 684—700.)
- Glazialgeologische Exkursionen des XII. Internationalen Geologenkongresses zu Toronto 1913. (Centralbl. f. Min. etc. Stuttgart 1914. 334—443. 2 Textfig.)
- Geinitz, E.: Die neun Endmoränen Nordwestdeutschlands. (Centralbl. f. Min. etc. 1916. 4. 78—90. 1 Kartenskizze.)
- Toula, Franz: Über den marinen Tegel von Neudorf an der March (Dévény-Ujfalu in Ungarn) und seine Mikrofauna. (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien 1915. 64/4. 635—674. 1 Taf. 1 Textfig.)
- Enquist, Fredrik: Eine Theorie für die Ursache der Eiszeit und die geographischen Konsequenzen derselben. (Bull. of the Geol. Inst. of the Univers. of Upsala. 1915. 13/1. 35—44.)
-

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

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

Jahr/Year: 1916

Band/Volume: [1916](#)

Autor(en)/Author(s):

Artikel/Article: [Diverse Berichte 1307-1374](#)