

Diverse Berichte

Geologie.

Allgemeines.

- Kaunhowen, F.: Zum Gedächtnis PORONIÉ's (mit Bildnis). (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. Monatsber. **66**. 384—406. 1914.)
- Zum Gedächtnis FRIEDRICH TORNAU's (mit Bildnis). (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. Monatsber. **66**. 410—414. 1914.)
- Viola, C.: Commemorazione del socio straniero ENRICO ROSENBUSCH. (Rendiconti della R. Accad. dei Lincei. Cl. di sc. fis., mat. e nat. **23**. [5 a.] 490—497. 1914.)
- Wright, F. E.: A new Dip Chart. (Journ. of the Washington Acad. of Sc. **4**. 440—444. 2 Fig. 1914.)
-

Dynamische Geologie.

Innere Dynamik.

- Holland, Th. H.: The earth's crust. (Science. **40**. 533—542. 1914.)
- Oddone, E.: L'opera del Prof. GIUSEPPE MERCALLI per la vulcanologia e la sismologia. (Boll. Soc. sismol. ital. Modena. **17**. 245—262. 1913.)
- Day, L. and E. S. Shepherd: Water and volcanic Activity. (Smiths. Rep. for 1913. 275—305. 11 Taf. 1914.)
- Branca, W.: Die vier Entwicklungsstadien des Vulkanismus. (Sitzungsber. Berlin. Akad. 1915. 59—76.)
- Schneider, R.: Seismische Registrierungen in Wien 1912. (Zentralanst. f. Met. u. Geodynamik. Mitt. Erdb.-Komm. d. Akad. d. Wiss. N. F. No. 47. 1914.)
- Monatliche Mitteilungen der Hauptstation für Erdbebenforschung am Physikalischen Staatslaboratorium zu Hamburg. 1914.)

Äußere Dynamik.

J. Sölch: Die Formung der Landoberfläche. (In KENDE, Handbuch der geographischen Wissenschaft. 1. 129—227. Berlin 1914.)

Entsprechend dem Grundplane des genannten Handbuchs bietet Verf. keine fortlaufende Darstellung; es ist vielmehr eine Scheidung in der Weise gemacht, daß der Text nur eine allgemeine Einführung geben soll, während der Schwerpunkt auf den weit umfangreicheren Anmerkungen liegt, die die Erläuterung im einzelnen, die Beispiele und Literaturnachweise bringen. Da die Tektonik und die Lehre von den endogenen Kräften in einem anderen Abschnitt des Handbuchs behandelt sind, beschränkt sich dieser Teil auf die Vorführung der exogenen Kräfte und ihrer Wirkungen; nach den „Kräften“ ist dementsprechend auch das Ganze gegliedert. Man erhält einen recht guten Überblick über den Stand der Forschung, auch die allerneueste Literatur ist verarbeitet worden, die terminologischen Fragen finden eingehende Berücksichtigung. Es mag bemerkt werden, daß Verf. in dem Methodenstreit in gewisser Hinsicht einen vermittelnden Standpunkt einnimmt, indem er den mächtigen Fortschritt, den wir DAVIS verdanken, in gebührender Weise anerkennt, aber sich auch den mannigfachen Schwierigkeiten, die sich bei Anwendung der modernen morphologischen Methode ergeben, keineswegs verschließt.

A. Rühl.

O. H. Erdmannsdörffer: Über Blockströme am Ostrand des Brockengranitgebietes. (7. Jahresber. Niedersächs. geol. Ver. Hannover 1914, 53—58. 1 Karte.)

Am Ostrand des Brockenmassivs sind die sich an den Granit und Diorit anschließenden Hornfelsgehänge auf große Entfernung hin von Blockmassen überstreut. Diese sammeln sich in wenn auch noch so flachen Tälern und Rinnen zu Blockströmen von z. T. über 1 km Länge an. Während dieser Typus nur als eine modifizierte Form des Gehängetransportes zu deuten ist, muß einem zweiten mit großer Wahrscheinlichkeit glaziale Entstehung zugeschrieben werden; diese Ströme schließen nach unten hin mit stirnmoränenartigen Wällen ab und zeigen in ihrem Innern Moränenstruktur.

Eine Karte in 1:50000 zeigt die Verteilung der Ströme.

O. H. Erdmannsdörffer.

O. H. Erdmannsdörffer: Zur Oberflächengestaltung des Mittelharzes. (7. Jahresber. Niedersächs. geol. Ver. Hannover 1914, 48—52. 1 Taf.)

Dem morphologisch über die präoligocäne Einebnungsfläche des Harzes emporragenden Gebiet der granitischen Gesteine des Brockens muß diese Fläche schon in alter Zeit als Erosionsbasis gedient haben. Im Nordwestanteil des Granitgebietes finden sich nun noch eigenartig gestaltete, flache

Talzüge mit dazwischen liegenden niedrigen Erhebungen, die als Reste einer solchen alten Erosionslandschaft gedeutet werden, zumal sie mit ganz flachem Gefälle der Einebnungsfläche des Mittelharzes zustreben. Eigentümlich ist die Gestalt der Talschlüsse, doch kann eine Mitwirkung glazialer Kräfte bei ihrer Ausgestaltung nicht angenommen werden.

Eine Skizze in 1:37500 erläutert die Verhältnisse.

O. H. Erdmannsdörffer.

B. Mougin: Sur la stratification des névés et de la glace dans les régions élevées des bassins d'alimentation de glaciers. (Compt. rend. 151. 1083—85. 1910.)

Verf. konnte von 1902—1907 den Tête-Rousse-Gletscher im Längsprofil studieren, während man meist zur Untersuchung der Gletschertextur nur Querspalten zur Verfügung hat. Am unteren Ende des Aufschlusses haben die Schichten entgegengesetztes Fallen als die geneigte Gletscheroberfläche; gletscheraufwärts werden jene Schichten allmählich horizontal und biegen schließlich in entgegengesetzte Richtung um, wobei sie der Oberfläche parallel werden. Diese letzteren stellen die Reste der das Jahr über gefallenen Schneemassen dar; die zur Oberfläche diskordanten Schichten aber, deren Köpfe an der Oberfläche erscheinen oder unter neuem Schnee verborgen sind, repräsentieren frühere oberflächliche Schichten, die sich im Firngebiet bildeten und durch Schwerewirkungen an ihre heutige Stelle gelangten, unabhängig von den eigentlichen Strömen des Gletschers.

Johnsen.

Hamberg, A. et P. L. Mercanton: Les variations périodiques des glaciers. Rapp. (Ann. de Glaciol. 9. 42—65. 1914.)

Muret, E. et P. L. Mercanton: Les variations périodiques des glaciers des Alpes Suisses. 43. Rapp. 1913. (Jahrb. Schweiz. Alpen-Klub. 49. 235—253. 1914.)

Horwitz, L.: Sur l'extension du glacier du Rhône dans les Alpes fribourgeoises pendant l'époque glaciaire. (Arch. sc. phys. et nat. 119. 210. 1914.)

Matthes, F. E.: Moraine Dome and the moraines of the Little Yosemite Valley. (Journ. Washington Acad. of Sc. 4. 295. 1914.)

Experimentelle Geologie.

J. Königsberger und **O. Morath:** Theoretische Grundlagen der experimentellen Tektonik. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. Monatsber. 65. -65—86-. 10 Fig. 1913/14.)

In der Elastizitätslehre fester Körper und somit für die mit ihr zusammenhängenden tektonischen Probleme der Gebirgsbildung ist „eine

exakte Angabe der Beschaffenheit eines wirklich naturgetreuen Modells möglich“. Die physikalischen Konstanten jeder Substanz sind durch die drei Grundeinheiten Länge, Masse, Zeit gegeben; „wenn wir also eine bestimmte Annahme über das Längenverhältnis der Natur zum Modell machen, z. B. daß $100 \text{ km} = 1 \text{ m}$, also das Verhältnis $100000:1$ sein sollen, ebenso bezüglich der Zeit und Masse, so sind theoretisch alle Eigenschaften der Modellsubstanzen eindeutig definiert“.

Praktisch ergibt sich für die Modellsubstanz ein spezifisches Gewicht von derselben Größenordnung wie das der Gesteine, denn Dichte ist Masse m : Volumen V . Bezeichnet man die Werte für die Modellsubstanz mit dem Index 1, die Eigenschaften in der Natur mit dem Index 0, so ergibt

sich $\frac{m_1}{m_0} = \left(\frac{l_1}{l_0}\right)^3$; in dem gewählten Beispiel wird $m_1 = 1 \cdot 10^{-5}$.

Bei der Berechnung der Zeit, in der die Vorgänge am Modell sich abspielen müssen, tritt die Schwerkraft g als unbeeinflussbare Größe ein: eine einfache Berechnung zeigt, daß in dem angenommenen Verhältnis des Modells $1:100000$ sich die Zeit für den Modellvorgang zu der in der Natur erforderlich gewesenenen Zeit theoretisch wie $1:300$ verhalten müßte; praktisch genügt es, wenn keine erheblichen Geschwindigkeiten (mehr als $0,1 \text{ cm sec.}$) zustande kommen.

Das Modell muß ferner die Erdkruste bis zur Tiefe der Druckausgleichung darstellen, die die Verf. bei 50 km annehmen — in dem zugrunde gelegten Beispiel müßte somit die Tiefe 50 cm betragen: ferner müssen die Schichten durch ihre eigene Schwere brechen, sich wieder verkitten und in sich verschieben können. Der Zugfestigkeit des Granits würde im Modell eine Substanz entsprechen, die in Stabform bei einer Länge von 2 mm durch das Eigengewicht abreißt, für Kalkstein wäre im Modell der entsprechende Wert 1 mm , für Sandstein $0,7 \text{ mm}$; die Biegungsfestigkeit muß derartig sein, daß ein an beiden Enden gestützter Stab von 5 mm Länge bei einer Höhe von $0,1 \text{ mm}$ und bei etwa 8 mm Länge bei $0,3 \text{ mm}$ Höhe durchbricht. Auch die Druckfestigkeit der Modellsubstanz muß sehr gering sein: für Granit muß eine $2,9 \text{ cm}$ hohe Säule sich selbst an ihrer Unterlage zertrümmern, für Kalkstein bei $1,8 \text{ cm}$ Höhe, für Sandstein bei $0,3 \text{ cm}$ Höhe.

Bei der Besprechung der äußeren und inneren Reibung berechnen die Verf., daß eine dem Marmor entsprechende Modellsubstanz sich unter ihrem Eigengewicht in etwa $2-3 \text{ cm}$ Tiefe plastisch deformieren muß; wie schwer es aber ist, sich hier den natürlichen Verhältnissen zu nähern, zeigen die Ausführungen der Verf. über das durchaus verschiedene Verhalten grobkörnigen, feinkörnigen, reinen und unreinen Kalksteins in bezug auf plastische Deformation, Sammelkristallisation und Umkristallisation unter Mitwirkung wässriger Lösungen. Die Silikatgesteine sind nach der Ansicht der Verf. „nicht plastisch, wohl aber z. T. deformierbar. Es tritt in ihnen ein Gleiten längs einiger Bestandteile, insbesondere der Glimmer, ein, und sie erhalten dadurch eine Paralleltexur.“ Glimmerreiche Gesteine sind daher sehr leicht deformierbar; fehlt Glimmer, so

kommt eine innere Bewegung kaum zustande. Im Modell ist die Anwesenheit von Glimmer direkt nicht nachzuahmen; in erster Annäherung genügt eine allseitige innere Plastizität der Modells substanz für in der Natur glimmerreiche Massen. „Durch die innere Bewegung entsteht, wie wir glauben, die Paralleltextur bei den kristallinen Schiefen, und zwar bei denen erster Art, den kontaktmetamorphen, während der Aufschmelzung bei hoher Temperatur, bei denen zweiter Art, den dynamometamorphen, während der tektonischen Vorgänge bei niederer Temperatur“ (p. - 73 -).

Für Brüche und Verwerfungen wichtig ist der wahre plastische Zustand der Gesteine in der Nähe der Druckausgleichsfläche; der Untergrund des Modells wird daher halbflüssig genommen, so daß der Druckausgleich im Vergleich zu dem entsprechenden Vorgänge in den oberen Schichten rasch eintritt.

Als tektonisch wirksame Kräfte nehmen Verf. die alte Auffassung als richtig an, nach der „die Spannung im Gewölbe der Erdkruste horizontale Kräfte und damit die tektonischen Vorgänge bedingt. Demnach wäre es am besten, ein keilförmiges Modell zu bauen, etwas von der plastischen Unterlage langsam abfließen zu lassen und die dann entstehende Spannung — die Modellschichten hängen frei, suchen nach unten zu gleiten — sich ausgleichen zu lassen“ (p. - 74—75 -).

Ein Anhang enthält zunächst die Mischungsverhältnisse von Metallpulver, Maschinenöl, Paraffin, Ramsayfett etc. zur Herstellung der verschiedenen (auch verschieden gefärbten) Modells substanz en und eine Anzahl Abbildungen, die die Ergebnisse zahlreicher mit einem vereinfachten Apparat angestellter Versuche wiedergeben; für diesen Abschnitt muß auf die Originalarbeit verwiesen werden.

Einen zweiten Anhang überschreiben die Verf.: „Zur Plastizität der Gesteine“; sie verweisen hiefür auf die Abhandlung des Ref. in der Geologischen Rundschau. II. (p. 145 ff. 1911) und wollen ihre „Ansichten darlegen, soweit sie von denen von L. MILCH verschieden sind“. Der wesentlichste Unterschied liegt in der schon bei der Besprechung der Modells substanz en zum Ausdruck gebrachten Überzeugung, daß zwar die aus Steinsalz, Sylvin, Kalkspat aufgebauten Gesteine plastisch deformierbar sind, die Silikatgesteine aber kein „eigentliches Fließen“ zeigen können: „die Mineralien werden nur zertrümmert, verschoben und durch den Druck ineinander verzahnt“. Verf. folgern dies sowohl aus den Ergebnissen der bekannten ADAMS'schen Versuche wie aus der Beobachtung, daß in stärksten deformierten Quarzgeröllen von Mörketjern und Ulvensrand bei Bergen viele Quarzkörner im Dünnschliff eine undulös kontinuierlich wechselnde Auslöschung zeigen, aber beim Drehen auf einem Theodolithisch stets scharfe Grenzen erkennen lassen. „Der kontinuierliche Übergang zwischen zwei Auslöschungsrichtungen ist also nur scheinbar; er beruht auf der schrägen Lage der Grenz ebene gegen den Schnitt.“ [Verf. scheinen hier zwei verschiedene Erscheinungen, die getrennt werden müssen, zu vereinigen: die von ihnen gegebene Erklärung trifft nicht auf den Fall zu, in dem ein Korn zwischen gekreuzten Nicols an verschiedenen Stellen volle Dunkelheit

(oder bei eingeschobenem Gipsblatt das reine Rot erster Ordnung) bei verschiedener Stellung gegen die Nicolhauptschnitte aufweist — in Fällen, für die die von ihnen gegebene Erklärung zutrifft, kann umgekehrt in dem Übergangsgebiet, wo gegeneinander verschobene Teile des gleichen Mineral-korns übereinander liegen, volle Dunkelheit höchstens in ganz kleinen Bezirken, in denen zufällig Kompensation eintritt, zu beobachten sein. Ref.]

Anm. d. Ref. Durch einen unrichtig gewählten Ausdruck erscheint wohl die Bemerkung, „daß die Wirkung des Wassers bei der Dynamometamorphose zuerst 1901 von dem einen von uns aus petrographisch-chemischen Gründen gefordert“ worden sei, irreführend: die Verf. wollen sicher nicht sagen, daß „die Wirkung des Wassers bei der Dynamometamorphose“ vor 1901 nicht berücksichtigt worden sei. Es genügt, für diese Frage auf die ausführliche Behandlung der Wirkung des Wassers bei der Dynamometamorphose in dem Aufsatz des Ref. vom Jahre 1894, Beiträge zur Lehre von der Regionalmetamorphose (dies. Jahrb. Beil.-Bd. IX. p. 101 ff.), zu verweisen. Selbst diesen Hinweis würde Ref. bei der klaren und überdies mehrfach von ihm klargelegten Sachlage an dieser Stelle unterlassen haben, wenn nicht von den Gegnern der Dynamometamorphose diese Anschauungsweise immer von neuem falsch dargestellt und ihr die Nichtberücksichtigung des Wassers bei der Gesteinsumwandlung zwar ohne jede Berechtigung, aber infolgedessen um so hartnäckiger und schärfer zum Vorwurf gemacht würde; es soll die Möglichkeit ausgeschaltet werden, daß von anderer Seite diese Bemerkung der Verfasser gegen die Lehre von der Dynamometamorphose in das Feld geführt wird. Milch.

Petrographie.

Allgemeines.

- Wright, F. E.: The optical Character of the faint Interference Figure observed in high power Objectives between crossed Nicols. — A new Half Shade Apparatus with variable Sensibility. (Journ. Washington Acad. of Sc. 4. 301—313. 3 Fig. 1914.)
- The Determination of the relative Refringence of Mineral Grains under the petrographic Microscope. (Journ. Washington Acad. of Sc. 4. 389—392. 1 Fig. 1914.)
- A simple method for the accurate Measurement of relative Strain in Glass. (Journ. Washington Acad. of Sc. 4. 594—598. 1 Fig. 1914.)
- The Measurement of the refractive Index of a Drop of Liquid. (Journ. Washington Acad. of Sc. 4. 269—279. 14 Fig. 1914.)
- Merwin, H. E.: Measurement of the extraordinary refractive index of a Uniaxial Crystal by observations in convergent light on a plate normal to the optic axis. (Journ. Washington Acad. of Sc. 4. 530—534. 1914.)

Wright, F. E.: Measurements of refractive indices on the principal optical sections of birefracting minerals in convergent polarized light. (Journ. Washington Acad. of Sc. 4. 534—542. 1914.)

Gesteinsbildende Mineralien.

- Ferguson, J. B.: The occurrence of Molybdenum in Rocks with special Reference to those of Hawai. (Amer. Journ. of Sc. 37. 399—402. 1914.)
- Uhlig, J.: Monazit von Bom Jesus dos Meiras, Provinz Bahia, Brasilien. (Centralbl. f. Min. etc. 1915. 38—44. 1 Fig.)
- Großpietsch, O.: Labradorit. (Min.-petr. Mitt. 33. 27—47. 2 Fig. 1914.)
- Stiny, J.: Diopsidfels (Malakolithfels) von Mixnitz. (Centralbl. f. Min. etc. 1914. 745—747.)
- Boeke, H. E.: Zu G. TSCHERMAK's Aufsatz: „Über die chemische Zusammensetzung tonerdehaltiger Augite“. (Centralbl. f. Min. etc. 1915. 1—3.)
- Eskola, P.: An occurrence of Gahnite in Pegmatite near Träskböle in Permö, Finnland. (Geol. För. i Stockolm Förh. 36. 25—30. 1914.)

Eruptivgesteine.

P. Mercanton: Etat magnétique, des diabases de l'Isfjord au Spitzberg. (Compt. rend. 151. 1092—94. 1910.)

B. BRUNHES und P. DAVID stellten an dem natürlich gebrannten Ton von Pont-Farein im Cantal fest, daß die Inklination des magnetischen Erdfeldes in jener Gegend einst südlich war. Daher schien die Anwendung der FOLGHERAITER'schen Methode auf vulkanische Gesteine der Polargegenden besonders interessant.

Verf. untersuchte Diabase des Isfjord auf Spitzbergen. Ein Stück der Diabasbank unmittelbar östlich vom Berge Middelhoek hatte oben den Südpol, unten den Nordpol, was auch bei heutiger Erstarrung eintreten müßte. Drei Stücke von der unteren Bank der Diabase, welche die Trias zwischen dem Geer-Tal und dem Marmier-Berg an der Sassen-Bay durchsetzen, boten entgegengesetzte Polarität gegenüber der obigen dar. Alle diese Diabase sind prätertiär und scheinen zwei verschiedenen Epochen anzugehören, da die Schichten jener Gegend fast horizontal liegen und Überkippungen ausgeschlossen sind. **Johnsen.**

V. Ziegler: The order of crystallization in igneous rocks. (Journ. of Geol. 21. 1913. 181—185. 3 Diagramme im Text.)

Den Diagrammen N. L. BOWEN's (Journ. of Geol. 20. 1912) über den Kristallisationsverlauf in einem Magma, d. h. über Beginn und Aufhören

der Kristallisation der Gesteinsbildner, liegen Annahmen zugrunde, die dem Verf. anfechtbar erscheinen:

Granit und Rhyolith können nicht, wie BOWEN meint, ohne weiteres als ein und dasselbe chemische System gelten; denn Temperatur und Druck wirken nicht bloß auf das physikalische Verhalten des Magmas ein, sondern auch auf das chemische Verhalten. Das flüssige Gestein besteht ja nicht aus einem Lösungsgemisch von Oxyden, sondern enthält auch Verbindungen derselben mit H_2O , B, F, Cl. Gerade diese Mineralisatoren und die Druckverhältnisse beherrschen die Kristallisation, vor allem die Kristallisationstemperatur. Unter verschiedenen Temperatur- und Druckverhältnissen können bekanntlich verschiedene Mineralien aus einer bestimmten Lösung auskristallisieren; außerdem können in unserem Falle aber auch die Lösungen sich mit dem Druck ändern, d. h. es können beim Aufsteigen eines Magmas die erwähnten leichtflüchtigen Mineralisatoren entweichen, was neue Molekulargruppierungen nach sich zieht. Man kann demnach nicht von dem Kristallisationsverlauf in einem Ergußgestein auf den in einem chemisch gleichen Tiefengestein schließen.

Die Erfahrungen mit Lösungen bei niedriger Temperatur lassen es unwahrscheinlich erscheinen, daß in Schmelzflüssen, d. h. Lösungen bei hoher Temperatur, irgend einem integrierenden mineralischen Bestandteil gleichzeitig ein früherer Kristallisationsbeginn und ein späteres Kristallisationsende zukommt, wie BOWEN'S Diagramme unter anderem glaubhaft machen wollen. Ebenfalls unwahrscheinlich ist die Wiederauflösung einer Substanz nach erfolgter vollständiger Ausscheidung aller übrigen Substanzen, welchen Fall BOWEN beim Granit vermutet. Vielmehr wird man mit gewissem Vorbehalt aus der Reihenfolge des Aufhörens der verschiedenen Kristallausscheidungen auf die der Kristallisationsbeginne schließen dürfen.

Wetzel.

N. L. Bowen: The order of crystallization in igneous rocks. (Journ. of Geol. **21**. 1913. 399—401.)

Verf. antwortet auf die Einwürfe ZIEGLER'S (Journ. of Geol. **21**. 1913. 181—185) gegenüber seinen Ausführungen unter dem gleichen Titel (Journ. of Geol. **20**. 1912). Wenn ZIEGLER behauptet, daß die Reihenfolge des Aufhörens der verschiedenen Kristallausscheidungen in einem Magma Schlüsse zulasse auf die gleichartige Reihenfolge der Kristallisationsbeginne, so sind die von ihm beigebrachten Beispiele keineswegs zur Stützung dieser Behauptung geeignet. Verf. sieht die Eigenart der natürlichen Gesteinsschmelzflüsse im Vergleich mit den „einfachen chemischen Systemen“ künstlicher Schmelzen der Physikochemiker, welche ZIEGLER heranzieht, darin, daß in den ersteren feste Lösungen eine große Rolle spielen, die nach VOGT und SCHREINEMAKERS ein besonderes Verhalten beim Ausscheidungsvorgang bedingen.

Die physikalisch-chemischen Bedingungen, unter welchen die Kristallisation sowohl der Tiefen- wie der Ergußgesteine verläuft, sind so kompliziert, daß man einzelnen diese Bedingungen, etwa der Gegenwart der Mineralisatoren nicht ohne weiteres eine entsprechend große Bedeutung zuschreiben darf, wie sie bei Versuchen mit einfachen chemischen Systemen besitzen. Die Rolle der Mineralisatoren während des Kristallisationsverlaufes in einem Magma muß verwickelter sein, als ZIEGLER sie darstellt.

Die Tatsache, daß es eine Reihe von Übergangsgliedern zwischen Granit und Rhyolith mit ähnlichen Mineralausscheidungen und Kristallgenerationen gibt, läßt vermuten, daß die extremen Glieder der Reihe keine prinzipiell verschiedene Ausscheidungsfolge besitzen.

Das Studium der Ausscheidungsfolgen ist besonders wichtig, weil es ein Licht auf die Differentiationsvorgänge in Magmen werfen kann. Es darf bei Vermutungen über diese Vorgänge nicht die Annahme zugrunde gelegt werden, daß die Ferromagnesium-Mineralie, gleichgültig ob in großen oder geringen Mengen vorhanden, frühe Ausscheidungen seien.

Wetzel.

-
- Osann, A.: Über topische Gesteinsparameter. (Sitzungsber. Heidelberger Akad. d. Wiss. Math.-naturw. Kl. A. 1914. 26. 15 p. 3 Taf. 1 Textfig.)
- Osann, A. und O. Umhauer: Über einen Osannit-Hornblendit, ein feldspatfreies Endglied der Alkalireihe von Alter Pedroso. (Sitzungsber. Heidelb. Akad. d. Wiss. Math.-naturw. Kl. A. 1914. 16. 10 p. 2 Taf.)
- Pelikan, A.: Über Analcim-Basalte. (Min.-petr. Mitt. 33. 187—193. 1914.)

Sedimente.

W. Brennecke: Ozeanographische Arbeiten der Deutschen Antarktischen Expedition. (Die Eisfahrt.) 5. Bericht. (Ann. d. Hydrogr. 41. 1913. 134—144. Taf. 3. 4.)

Die Lotungen der „Deutschland“ vervollständigen und modifizieren das Bild, das man sich bisher von den Tiefenverhältnissen des Weddell-Meeres machte, nicht unwesentlich. Zwischen Süd-Georgien und dem Polarkreis wurde mit dicht gestellten Lotungen ein sehr kompliziertes Relief aufgefunden, so daß der Schluß zu ziehen ist, daß hier ein Gebirge mit Höhenzügen und Tälern versenkt liegt, von dem einzelne Punkte angelotet wurden. In der Liste der Lotungen sind die geloteten Grundproben nach Angaben von F. HEIN aufgezählt. Es handelt sich im wesentlichen um glazialmarine Sedimente im Sinne PHILIPPI's. Von besonderem Interesse sind mehrere Lotungen, welche „harten Grund“ anzeigten (in 1862 und 1012 m!).

Andrée.

G. Braun: Über marine Sedimente und ihre Benützung zur Zeitbestimmung. (Meereskunde. Vortr. VII. Heft 7. [Heft 79.] Berlin 1913.)

Verf. hielt es für an der Zeit, den Tatsachenschatz der Beobachtungen über rezente marine Sedimente einmal daraufhin zu prüfen, wieweit er Ausgangspunkte für weitere Folgerungen bietet, und legt besonderes Gewicht darauf, zu zeigen, wie es möglich geworden ist, über das Maß der Sedimentation innerhalb eines zeitlich genau bestimmten Abschnittes vor unserer Zeitrechnung Zahlen anzugeben, die der Größenordnung nach fraglos richtig sind.

Einem Abschnitte über Gewinnung und Untersuchung der Grundproben folgt die Beschreibung der jetzigen marinen Ablagerungen, wobei das System KRÜMMEL's mit den vom Ref. vorgeschlagenen Abänderungen benutzt wird unter ausgezeichneter Wiedergabe einiger Sedimenttypenbilder des „Valdivia“-Werkes.

Das Resultat einer Überschau über die jetzige Verteilung der marinen Ablagerungen „ist eine große Unregelmäßigkeit, eine Unabhängigkeit der Verbreitung der eupelagischen Sedimente von den Tiefenzonen, und zunächst scheint nur zwischen der Verbreitung terrigener Ablagerungen und den Zentren der diluvialen Vereisung ein gewisser Zusammenhang zu bestehen“.

Über die zeitliche Bedingtheit der verschiedenen Ablagerungen haben uns insbesondere die Forschungen PHILIPPI's aufgeklärt, indem er fand, daß die Entstehung der kalkarmen Tiefseesedimente in ursächlichem Zusammenhange steht mit der Zirkulation der kalten, sauerstoffreichen Polarwässer, die von den Polen, heute insbesondere vom Südpolarkontinent aus, gegen den Äquator vordringen. PHILIPPI erklärte nun die vielfach in südlichen Meeren von ihm beobachtete Schichtung von kalkhaltigem Globigerinenschlamm über kalkarmem roten Ton durch die Veränderung der Strömungen des kalten Polarwassers seit der Eiszeit und betrachtete den roten Ton als indirekt glaziales Sediment. Nun hat DE GEER durch Auszählung der Profile von marinem Bänderton in Schweden gefunden, daß die Länge der Zeit, innerhalb deren das Eis von Schonen bis in das mittlere Norrland zurückging, auf etwa 12000 Jahre anzusetzen ist; „die Länge der seit der Bildung der großen baltischen Endmoränen vergangenen Zeit mag danach zu etwa 20000 Jahren angenommen werden“, welche Zahl PENCK auch für die Dauer der Post-Bühlzeit in den Alpen ermittelt hat. Unter Berücksichtigung der Mächtigkeit der von dem „Gauss“ gefundenen Globigerinenschlamm-Schicht über dem roten Ton in den südlichen Ozeanen und unter der Voraussetzung der Gleichzeitigkeit der Eiszeiten auf Süd- und Nordhemisphäre ergibt sich für diese Teile des Ozeans ein Sedimentationsmaß von 10—20 cm in 25000 Jahren oder 10—20 mm in 2500 Jahren. Eine Mächtigkeit wie die letztere bildet sich in alpinen Seen im Laufe eines Jahres. Jedenfalls geht hieraus hervor, was schon auf Grund anderer Beobachtungen lange bekannt war, wie viel geringer die Sedimentation am Boden der Tiefsee als in den Wasserbecken des Festlandes ist. Über das absolute Maß der Sedimentation in der Flachsee wissen wir nichts,

hier herrschen ja auch bekanntlich die wechselndsten Zustände. Die ermittelte Zahl wird daher für die geologische Zeitrechnung nur einen sehr beschränkten Wert haben, da ja fossile Tiefseebildungen, soweit wir jetzt wissen, nur in untergeordnetem Maße an der Zusammensetzung der Erdrinde teilnehmen und zudem die Diagenese im Laufe der Zeit das ursprüngliche Volumen der frischen Ablagerungen nicht unwesentlich verändert. Immerhin ist das Bedürfnis nach zahlenmäßigen Vorstellungen über die Länge geologischer Zeiträume so groß, daß jeder Fortschritt auf dem Wege dahin zu begrüßen ist [wenngleich man sich, wie bei allen Berechnungen dieser Art, so auch bei der vorliegenden stets der vielen Fehlerquellen bewußt sein sollte, welche allen geologischen Berechnungsarten naturgemäß anhaften; hier kann wohl nur die mögliche Zurückführung paläogeographischer Zyklen auf astronomische Vorgänge eine Änderung herbeiführen. Ref.]

Andrée.

L. Vêrain et A. Chevallier: Emploi de l'électro-aimant dans l'analyse microminéralogique des fonds sous-marins. (Bull. de l'Inst. Océanogr. de Monaco. No. 255. 1913. 22 p.)

Die Verf. geben eine erweiterte Darstellung ihrer früheren Mitteilungen über die Mineraltrennung durch den Elektromagneten unter besonderer Berücksichtigung der Untersuchung von Meeresgrundproben und fossilen Sedimenten. Sie zeigen, daß es durch Feststellung der Stärke des Stromes, welcher nötig ist, um ein Mineral durch den hiervon erregten Magneten anziehen zu lassen, gelingt, den größeren oder geringeren Gehalt eines Mineralen an Eisen ohne chemische Analyse und schnell anzugehen zu bestimmen. Man kann daher durch fraktionierte elektromagnetische Einwirkung eine Trennung der verschiedenen Mineralien, soweit sie überhaupt reagieren, vornehmen.

Andrée.

P. Termier: L'Atlantide. (Bull. de l'Inst. Océanogr. de Monaco. No. 256. 1913.)

Otto Wilckens: Atlantis. (Geol. Rundschau. 4. 1913. 441—443.)

Zur Atlantisfrage, an welcher die alte Geschichte und Kulturgeographie, die Pflanzen- und Tiergeographie wie die Geologie gleich stark interessiert sind, nimmt jetzt auch die Ozeanographie das Wort. In der ostatlantischen Mulde erheben sich bekanntlich die Sockel von Madeira, der Kanaren und Kapverden. Die Azoren bilden die höchste der vielen Erhebungen der mittelatlantischen Schwelle. Die Ostmulde des Atlantischen Ozeans ist eine ausgesprochen vulkanische Region und als wenig stabile Zone der Erdkruste zu betrachten. [Schon PHILIPPI hatte aus der Beschaffenheit der jungen dolomitischen Kalke der Seine-Bank ostnordöstlich von Madeira auf junge Senkungen geschlossen. Das gleiche geht für nördlichere Teile aus Mitteilungen von COLE und CROOK hervor. Ref.] Im

Sommer 1898 entdeckte ein Kabelleger in 47° nördl. Br. und 29° 40' westl. Länge von Paris, etwa 500 Meilen nördlich der Azoren, in 3100 m Tiefe einen Meeresgrund von gebirgiger Beschaffenheit und steilen Böschungen. Nur die Vertiefungen dieser submarinen Landschaft tragen Schlamm. Die Gipfel sind felsig. [Für das Fehlen der Schlammbedeckung an den exponierten und steilen Gipfeln ist wohl z. T. das Abrutschen der auch hier niederfallenden weichen Sedimente verantwortlich zu machen, zum anderen Teile dürfte diese Erscheinung aber auf Gezeitenströme zurückzuführen sein, deren ablagerungsfeindliche Einwirkung bis in größere Tiefen hinab gerade für diese insel- und bankreichen Teile des Atlantischen Ozeans länger bekannt ist. Ref.] Die Greifzangen brachten von diesen felsigen Gipfeln zackige Spitzen von glasiger Lava, sogen. Tachylit, herauf, welche nach **TERMIER's** Anschauung, welcher **WILCKENS** nicht unbedingt beipflichten möchte, worin wir ihm recht geben müssen, nur an der Oberfläche erstarrt sein kann. Ist dieser Schluß aber gerechtfertigt, dann muß die Versenkung in die erwähnte Meerestiefe sehr rasch vor sich gegangen sein, so daß die zerstörenden Kräfte der höheren Wasserzonen keine Zeit fanden, die feinen Spitzen und Zacken abzurechen und auszugleichen. Hier müssen also in geologisch jüngster Zeit große Versenkungen eingetreten sein. Und in der Tat sprechen unsere ganzen geotektonischen Vorstellungen dafür, daß an dem Kreuzungspunkt der Depression des Mittelmeeres mit dem Atlantischen Ozean, wo das zentrale Mittelmeer **NEUMAYR's**, insbesondere die alpine Geosynklinale, ihre Fortsetzung fand, starke Bewegungen in der Erdkruste stattgefunden haben, wie wir sie ja auch für gewisse Teile des hentigen Mittelmeeres annehmen müssen. So ist es nicht ganz von der Hand zu weisen, daß der Mensch Zeuge solcher Bewegungen gewesen ist und daß die Überlieferung von einer großen bewohnten Insel im Westen der Säulen des Herkules auf einen tatsächlichen Vorgang zurückgeht [welcher übrigens mit einer allgemeinen Regression der Meere zusammenfallen müßte. Ref.]

Andrée.

J. Thoulet: Notes de lithologie sous-marine. (Ann. de l'Inst. Océanogr. 5, 7. Paris 1913. 14 p.)

1. Considérations sur certains caractères communs aux sédiments actuels et anciens. — Verf. bespricht eine Anzahl von Gründen, welche bewirken, daß die Bänder der Sedimente an den Küsten nicht parallel zu denselben verlaufen, sondern vielfache Abweichungen zeigen. Zum Schluß setzt er in weitschweifigen Erörterungen auseinander, in welcher Weise aus einer genauen Untersuchung fossiler Sedimente wichtige paläogeographische Schlüsse gezogen werden können. Da er hierbei keineswegs etwas Neues bietet, zudem nur französische Arbeiten zitiert, als ob anderssprachige Publikationen auf dem Gebiete überhaupt nicht vorlägen, so hat man den Eindruck von Zeitverschwendung, wenn man die langatmigen Auseinandersetzungen liest.

2. A propos des cartes bathylithologiques. — Enthält Vorschläge, wie die bathylithologischen Karten, von denen wir für die Küsten Frankreichs gerade dem Verf. unübertroffene Proben verdanken, weiter ausgestaltet werden können, um gegebenenfalls den Schiffsführern zu genauen Positionsbestimmungen zu dienen.

Wo harter Grund vorliegt, wird vorgeschlagen, submarine Sprengungen vorzunehmen und die abgesprengten Bruchstücke mit der Dredge zu gewinnen. Hierdurch könnte die submarine Geologie des Anstehenden in der Tat nur gewinnen.

Andrée.

Kristalline Schiefer. Metamorphose.

F. Grandjean: Sur une mesure du laminage des sédiments (calcaires et schistes) par celui de leurs cristaux clastiques de tourmaline. (Compt. rend. 151. 907—909. 1910.)

Man kann den Grad der Auswalzung dynamometamorpher Gesteine an demjenigen ihrer Turmaline messen. Nach Behandlung des Gesteinspulvers mit HF bleiben Rutil, Zirkon, Turmaline u. a. Die letzteren zeigen trotz einheitlicher Auslöschung die beiden Enden der dreizähligen Achse ausgefranst und gegenüber der zentralen Partie heller, schwächer pleochroitisch und mit vielen kleinen Gaseinschlüssen oder leeren Räumen durchsetzt; die beiden Enden setzen besonders in Monobromnaphthalin scharf gegen das Zentrum ab. Mißt man mittels Okularmikrometers jene beiden Verlängerungen, addiert sie und bildet das Mittel von etwa 30 Turmalinen, so stellt dieses Mittel ein Maß der Gesteinsauswalzung dar. Um zwei verschiedenartige Gesteine zu vergleichen, hat man eines der beiden Daten derselben mit einem Koeffizienten zu multiplizieren; diesen erhält man, wenn man die Turmalinverlängerungen in beiden Gesteinsarten an einem und demselben Vorkommen (wo z. B. beide miteinander wechsellagern) studiert. Liaskalk von La Grave (Hautes-Alpes) ergab $e = 33 \mu$, Triasdolomit bei Villard-Notre-Dame (Isère) $e = 14 \mu$; Carbonschiefer von Angers und tertiäre Schiefer von La Grave ergaben $e = 29 \mu$ bzw. $= 31 \mu$, haben also ungefähr die gleiche Auswalzung erfahren.

Johnsen.

S. Bastin: Chemical composition as a criterion in identifying metamorphosed sediments. (Journ. of Geol. 21. 1913. 193—201.)

Verf. gibt Zusätze zu den gleich betitelten Ausführungen in Journ. of Geol. 17. 1909, im Hinblick auf mögliche Mißverständnisse und auf die abweichenden Ansichten TRUEMAN'S (Journ. of Geol. 20. 1912).

Letzterer betont den geringen Wert chemischer Kriterien für die petrogenetische Erforschung der kristallinen Schiefer. Demgegenüber hält Verf. daran fest, daß die kombinierten chemischen Kriterien ein sicheres petrogenetisches Urteil zulassen, daß nämlich für sedimentären Ursprung des Gesteins das Zusammentreffen folgender Analysenverhältnisse entscheidend ist: 1. $Mg > Ca$, 2. $K > Na$, 3. Vorhandensein von „Corundum“ [in der Norm des Quantitativen Systems], d. h. beträchtlichem Al-Überschuß nach Absättigung der Alkalien und des Kalkes im Verhältnis 1 : 1 in entsprechenden Silikaten. Die Brauchbarkeit dieser Kriterien ergibt sich aus der Zusammenstellung von 1481 + 411 Massengesteins- und 79 + 30 Sedimentgesteinsanalysen. Kriterium 1 für sich allein ist allerdings nicht entscheidend für Sedimentgesteinsnatur, da es sich bei 35 % derjenigen Massengesteine wiederfindet, die den Sedimentgesteinen chemisch relativ ähnlich sind (Gruppe III—V des Quantitativen Systems). Kriterium 2 paßt außer auf Sedimentgesteine auch auf 14 % derselben Massengesteine. Vorteilhafter verhält sich Kriterium 3 bei alleiniger Anwendung. Die Kriterien 1 und 2 versagen, wie aus mitgeteilten Analysen ersichtlich, bei solchen Gesteinen, die laut mikroskopischem Befund vor oder nach ihrer Schieferung tiefgreifende Injektionsprozesse oder hydrothermale Metamorphose durchgemacht haben. Als Beispiel für ein ehemaliges, durch Kristallisationsschieferung verändertes, aber am geologischen Auftreten sicher erkennbares Sedimentgestein gibt Verf. folgende noch nicht publizierte Analyse eines Quarzsericitschiefers aus dem Ray-Distrikt, Arizona: SiO_2 61,62, TiO_2 0,56, Al_2O_3 19,98, Fe_2O_3 3,46, FeO 2,57, MgO 1,24, CaO 0,62, Na_2O 1,78, K_2O 5,35, H_2O — 0,21, H_2O + 2,23; Sa. 99,62. (Mineralien: Quarz, Sericit, Chlorit, Biotit, Andalusit, Magnetit, Zirkon.)

Der angeblich geringe Wert der chemischen Kriterien wird von TRUEMAN u. a. darauf zurückgeführt, daß mit den metamorphen Prozessen erhebliche Stoffwanderungen vor sich gehen sollen. Das trifft aber nach übereinstimmender Erfahrung des Verf.'s und anderer Forscher im allgemeinen nicht zu; vielmehr scheinen die von TRUEMAN angeführten Fälle Ausnahmen zu sein. So soll nach TRUEMAN der Waterloo-Quarzit während der Metamorphose zu Sericitschiefer erheblichen Verlust an SiO_2 erlitten haben, in welchem Falle nach des Verf.'s Vermutung auf Querklüften eine lebhaftere Zirkulation von Lösungen erfolgt sein mag, womöglich unter Einwirkung vulkanischer Prozesse. Wenn ferner behauptet wird, daß zur Bildung tafliger und gut spaltender oder translaterender Mineralien in den der Metamorphose unterliegenden Sedimenten eine Zuwanderung passender chemischer Bestandteile und eine Abwanderung nicht verwendbarer erfolge müsse, so ist dem entgegen zu halten, daß gerade die fraglichen Mineralien gegenüber dem Chemismus des Muttergesteins „anpassungsfähig“, weil in chemischer Hinsicht sehr variabel, sind.

Wetzel.

Experimentelle Petrographie.

A. Gautier et P. Clausmann: Actions des mélanges d'oxyde de carbone et d'hydrogène, ou d'acide carbonique et d'hydrogène, sur les oxydes de fer. (Compt. rend. **150.** 355—359. 1910.)

In einer früheren Note zeigten die Verf., daß reines CO bei Rotglut mit Fe oder seinen Oxyden CO₂ gibt und eine Kohle absetzt, die sich z. T. mit dem Fe zu Carbiden verbindet, welche letztere mit Säuren oder H₂O bei 500° bis 700° CH₄ und H liefern.

Es fragt sich, ob hierbei die Zugabe von H die Bildung der Fe-Carbide begünstigen und direkt [also ohne Säuren oder H₂O; Ref.] Kohlenwasserstoffe entstehen lassen wird.

Eisenspat liefert bei 400° langsam, bei 500° sehr rasch folgende Reaktion: $3 \text{FeCO}_3 = \text{Fe}_3\text{O}_4 + 2 \text{CO}_2 + \text{CO}$.

Ähnlich vollzieht sich die Reaktion zwischen CO₂, H und Fe bei Rotglut, wo sich Fe-Oxyde, CO, H₂O und H bilden, was sich übrigens in den heißesten Fumarolen verwirklicht finden muß. Es wurde Bimsstein mit FeCl₃ und (NH₄)₂(COO)₂ imprägniert, dann im O-Strom und schließlich im H-Strom stark erhitzt; bringt man diesen Bimsstein auf 1250° und leitet langsam 2 Vol. H und 1 Vol. CO₂ darüber, so bildet sich ein Gasgemisch von 23,26 % CO, 75,93 % H und 0,15 % CH₄.

Schließlich ließen die Verf. CO, H, H₂O und Fe₂O₃ miteinander reagieren, indem einige Stunden hindurch bei 250° bis 600° ein Gemisch gleicher Volumina H und CO, das 7 l betrug und mit H₂O gesättigt war, auf 5 g Fe₂O₃ einwirkte; hierbei bildete sich neben H₂O u. a. ein paraffinähnliches Produkt, das künftig noch genauer analysiert werden soll.

Johnsen.

G. Charpy et S. Bonnerot: Sur la réduction de l'oxyde de fer par le carbone solide. (Compt. rend. **151.** 644—645. 1910.)

Die Verf. pulverisieren Graphit und Eisenoxyd aufs feinste, nachdem sie dieselben einzeln im Vakuum auf 1000° erhitzt hatten, vermengen sie innig im Achatmörser und pressen sie unter einem Druck von einigen 1000 Atmosphären zusammen. Dieses Gemenge wird dann in einem MgO-Gefäß innerhalb eines glasierten Porzellanrohres im elektrischen Ofen erhitzt, während die Wirksamkeit der Quecksilberluftpumpe mittels eines MAC LEOD'schen Manometers fortwährend gemessen und sehr nahezu konstant gehalten wird. Für 950° ergab sich:

Druck in mm Hg	Gasentwicklung pro Stunde in cm ³
0,01	0,10
0,1	0,14
1	0,31
2	0,56
4	0,80
8	1,07

Bei Drucken von der Größenordnung 0,001 mm wird die Reaktionsgeschwindigkeit praktisch Null. Fe_2O_3 wird also durch festen Kohlenstoff bis zu 950° hinauf nicht merklich reduziert, während man bisher bereits bei 450° eine merkliche Reduktion annahm.

Johnsen.

L. Vignon: Influence de l'affinité chimique dans certains phénomènes dits d'adsorption. (Compt. rend. 151. 673—675. 1910.)

Verf. hat kürzlich die Adsorption gelöster Farbstoffe durch Flußsand und durch Amiant untersucht, die chemisch fast inaktiv sind. Nunmehr verwendet er chemisch aktive feste Stoffe wie SiO_2 oder $\text{SiO}_2, \text{H}_2\text{O}$ oder $\text{Al}_2\text{O}_3, \text{H}_2\text{O}$ im amorphen Zustand, als Farbstoffe Pikrinsäure oder Fuchsin in 0,1%iger oder 1%iger Lösung. Diese Lösungen werden entweder durch eine Pulversäule von 1 cm Durchmesser und 20 cm Höhe filtriert (I) oder aber 2—4 Tage in Berührung mit dem Pulver gelassen (II).

Adsorbierende Materie	Pikrinsäure	Fuchsin	
SiO_2	0,00	0,00	I.
$\text{SiO}_2, \text{H}_2\text{O}$	0,00	0,21	
$\text{Al}_2\text{O}_3, \text{H}_2\text{O}$	1,10	1,18	
Amiant (2 g)		0,11	II.
ZnO (1 g)		5,45	
$\text{SiO}_2, \text{H}_2\text{O}$ (1 g)		0,06	
$\text{Al}_2\text{O}_3, \text{H}_2\text{O}$ (1 g)		4,02	
SiO_2 (1 g)		0,06	

0,1%ige Lösung
(Dauer = 3 Tage)
1%ige Lösung

Die obigen Zahlen bedeuten die von 100 g adsorbierender Materie adsorbierte Gewichtsmenge und ergaben sich aus der Differenz der Farbstoffkonzentrationen der Lösung vor und nach dem Versuch.

Die Adsorption aus echter Lösung ist eine chemische Wirkung, diejenige aus Suspension eine mechanische. So adsorbiert Quarz nach den BRIGG'schen Versuchen Alkalihydroxyde und Alkalicarbonate, nicht aber die neutralen NH_4Cl , NaCl , MgCl_2 aus der wässrigen Lösung.

Johnsen.

F. W. Rüsberg: Mineralogisch-chemische Untersuchungen an Olivin- und Melilithkristallen in Hochofenschlacken. Inaug.-Diss. Münster 1912; vergl. hierzu die Abhandlung unter gleichem Titel von K. BUSZ und F. W. RÜSBERG in Centralbl. f. Min. etc. 1913. 625—634.

K. Busz.

Liebisch, Th.: Kristallisationsvorgänge in ternären Systemen aus Chloriden von einwertigen und zweiwertigen Metallen. I. (Sitzungsber. Berlin, Akad. 1915. 160—176.)

- Korring, E.: Das binäre System Lithiumchlorid—Cäsiumchlorid. (Zeitschr. f. anorg. Chem. **91**. 194—208. 2 Taf. 1915.)
- Niggli, P.: Über die Koexistenz von Phasen, welche verschiedenen Drucken unterworfen sind. (Zeitschr. f. anorg. Chem. **91**. 107—133. 1915.)
- Endell, K.: Zur Demonstration der Bimssteinbildung. (Centralbl. f. Min. etc. 1915. 69—72. 2 Fig.)

Europa.

a) Skandinavien.

- Sjögren, H. J., H. E. Johansson and Naima Sahlbom: Chemical and petrographical studies of the Ore-bearing rocks of Central Sweden. (Geol. Förh. i Stockholm Förh. **36**. 441—484. 2 Taf. 3 Fig. 1914.)

c) Deutsches Reich.

G. Klemm: Bericht über die geologische Aufnahme des Blattes Neunkirchen. (Notizbl. d. Ver. f. Erdkunde u. d. Großh. Geol. Landesanst. Darmstadt. IV. Folge. **34**. 1913, 4.)

Das ganze Kartengebiet ist — abgesehen von der diluvialen und alluvialen Hülle — aus Gesteinen des kristallinen Grundgebirges zusammengesetzt, zu denen sich an wenigen Stellen Basalte und Schwerspatgänge jüngerer, aber nicht sicher feststellbaren Alters gesellen.

Das Grundgebirge baut sich auf aus metamorphen Sedimenten und Tiefengesteinen nebst Gangfolge.

Die Sedimente bilden im allgemeinen von SW nach NO streichende Züge, doch kommen bisweilen nicht unbeträchtliche Abweichungen von dieser Richtung vor, wie z. B. in dem Amphibolitbruche am Südennde von Groß-Bieberau, wo N 80° O gemessen worden sind. Das im ganzen übereinstimmende Streichen verweist auf Faltung, deren genauere Ermittlung jedoch durch die Saigerstellung verhindert ist.

Die Verbandsverhältnisse sind schwer festzustellen infolge der Ungunst der Aufschlüsse. Man beobachtet wohl eine Aufeinanderfolge von Graphitschiefer, Glimmerschiefer, Granat- und Cordieritfels sowie Kalksilikathornfels und Amphibolit, doch kann nicht entschieden werden, welches dieser Glieder im Liegenden und welches im Hangenden befindlich ist. Ebensowenig läßt sich wegen Mangels an Fossilien die Altersfrage bestimmen.

Nicht immer sind die Profile vollständig. So besteht der nördlichste Zug nur aus Amphiboliten, die sich um das Gabbromassiv des Frankensteins legen und teils reichlich von dessen dioritischer Randfazies injiziert sind. In CHELIUS' Aufnahme sind sie fälschlicherweise dargestellt als lang fortstreichende, an Gänge erinnernde Diabasschollen in Wechsellagerung

mit noch schmäleren und längeren Schollen kontaktmetamorpher Schiefer. Ebenso läßt sich die vom gleichen Autor eingezeichnete Verwerfung zwischen Gabbro und Granit nicht begründen.

Auch der bis 1000 m mächtige Amphibolitzug, der sich aus der Gegend von Klein-Bieberau in der Richtung der NO-Diagonale des Kartenblattes erstreckt, enthält nur stellenweise Einlagerungen von glimmerreichen Schiefen und Kalksilikathornfelsen.

Am Südende von Groß-Bieberau sind Schiefer aufgeschlossen, die nach E. WEISE-Plauen den oberdevonischen und unterculmischen des sächsischen Vogtlandes sehr ähneln. In Zusammenhang mit ihnen dürften die westlich von Lichtenberg und Altscheuer im Granit eingeschlossenen Schollen von Kalksilikathornfels und epidotreichem Hornfels stehen.

Die geschlosseneren Sedimentzüge nun befinden sich im Süden der Neunkircher Höhe an mehreren Stellen. Es lassen sich hauptsächlich 3 Zonen unterscheiden:

1. Die Schieferzone von Gadernheim. Sie besteht wesentlich aus Graphitschiefern, die mit granatreichen Schiefen und Hornfelsen wechselagern. Glimmerschiefer, die in den anderen Profilen reichlicher sind, treten stark zurück. Korundgesteine fehlen ganz.

KLEMM hält den Granatfels, in dem CHELIUS einen metamorphen Olingabbro zu erblicken versucht hat, für ein Mischgestein aus sedimentären Massen mit Gabbrodiorit.

2. Die zweite Zone, die sich vom Steilabhang der Neunkircher Höhe über Kolmbach bis Laudenua erstreckt, ist recht vollständig. Sie beginnt mit schieferigen, nicht selten stengelig abgesonderten Amphiboliten, die bei Glatzbach von Kalksilikathornfels und Glimmerschiefern abgelöst werden. Bei Laudenua kommen Graphitquarzite und Graphitschiefer mit Granatfelseinlagerungen hinzu. Unter den Graphitschiefern befinden sich ähnliche Gebilde wie die durch OSANN von „Hohen Zins“ bei Schriesheim beschriebenen Apatitschiefer. Das interessanteste Glied der Ablagerung stellen Schmirgel und korundführende Schieferhornfelse dar, die sich hauptsächlich aus Korund und Magnetit zusammensetzen, zu denen bisweilen noch grüner Spinell als häufigerer Gemengteil tritt. Sie stehen in Zusammenhang mit den Cordierithornfelsen.

3. Das dritte Schieferband liegt zwischen Lindenfels und Reichelsheim. Es enthält dieselben Korundgesteine, wenig Graphitschiefer und -quarzite sowie viel Amphibolit, der von Diorit sehr stark injiziert ist.

Unter den Eruptivgesteinen sind Diabase auf Blatt Neunkirchen im Gegensatz zu benachbarten Sektionen selten. Es scheinen nur die Variolitdiabase von Asbach bei Ernschhofen hierherzugehören. Sie dürften als Schollen im Granit eingeschlossen sein.

Unter den Tiefengesteinen ist Gabbro mit dioritischer Randzone das älteste. Aus Gabbro besteht das Frankensteinmassiv sowie eine größere zusammenhängende Masse südlich von Groß-Bieberau, die sich durch Hypersthenführung auszeichnet und von CHELIUS Hypersthendiorit benannt worden ist.

Der Gabbro ist ebenso wechselhaft wie der in den Erläuterungen zu Blatt Roßdorf beschriebene. Meist olivinfrei, enthält er bei Burg Frankenstein Einlagerungen von serpentinisiertem Peridotit. An mehreren Stellen sind Einschlüsse korundreicher Gesteine aufgefunden worden, die den metamorphen Sedimenten von Laudenu zu parallelisieren sind. Am „Alten Schloß“ befinden sich anstehende Schollen von Schmirgel. Der Gabbro verwittert zu lehmigem Grus, der zur Backsteinfabrikation verwendet wird. Wo er umgelagert ist und Blöcke des frischen Gesteins enthält, erinnert er sehr an Grundmoränen. An Spalten hat häufig Sausuritisierung stattgefunden, die Veranlassung zu rippenförmiger Verwitterung gibt.

An Ganggesteinen setzen außer Granit auf Odinit, Beerbachit und andere, die der Untersuchung noch bedürfen.

Auch der Hypersthengabbro ist sehr wechselhaft in Farbe und Korngröße.

Der Diorit tritt als Randfazies des Gabbro auf. Seine Abhängigkeit von der Grenze der Sedimente ist gut zu erkennen. Deshalb wird er aufgefaßt als endogenes Kontaktprodukt, entstanden durch Aufschmelzung von Sedimentmaterial.

Die von CHELIUS übertrieben groß gezeichneten „Dioritpegmatite“ sind nur wenige Zentimeter mächtige Schlieren mit unscharfer Abgrenzung vom Hauptgestein.

Da Gabbroschollen auch im Granit eingeschlossen sind, seine Verbreitung also wahrscheinlich früher größer gewesen ist, und da er überdies das älteste Tiefengestein darstellt, dürfte die Metamorphose der alten Sedimente hauptsächlich ihm zuzuschreiben sein. Wieviel auf Rechnung des Granites kommt, ist nicht zu ermitteln.

Unter den Graniten ist der älteste der Hornblendegranit. Er tritt in zwei nordöstlich gerichteten Streifen vom Felsberg bis nach Niedernhausen und von Klein-Gumpen im Gersprenztale bis Reichelsheim auf. Am Felsberge ist er durch starkes Vorwalten der Hornblende und Plagioklase syenitisch oder tonalitisch ausgebildet. Meist ist er massig, seltener parallel struiert. Im letzteren Falle ist eine Abhängigkeit von Form und Anordnung der Klippen von der Gesteinsstruktur unverkennbar, z. B. auf der Altschener. An der Grenze gegen den Amphibolit sind verschiedenartige Einschlüsse sedimentärer Natur häufig.

Der zweitälteste ist mittelkörniger Biotitgranit. Dieser ist selten massig, aber dann sehr rein. Wo er viel Sedimentmaterial aufgenommen hat, ist er flaserig. Beide Modifikationen sind durch Übergänge innig verbunden. Abarten werden erzeugt durch porphyrische Ausbildung oder durch rote Farbe. Die flaserigen Vorkommnisse zeigen vielfache Übereinstimmung mit dem „älteren Böllsteiner Granit“, den CHELIUS für ein ganz besonderes Gestein angesehen hat.

Am jüngsten ist der vorwiegend feinkörnige Biotitgranit. Er gleicht dem mittelkörnigen darin, daß er durch Aufnahme von Einschlüssen flaserig wird. Dann ist seine Absonderung plattig im Gegensatz

zu der sonst üblichen wollsackförmigen. Bei der Verwitterung gibt er nicht nur einen feineren, sondern auch bindigeren und besser wasserhaltenden Boden.

Das granitische Ganggeföolge umfaßt als saure Glieder: Aplit, Granophyr und Pegmatit; als basische, lamprophyrische: Malchit und Vogesit. Ob die Granitporphyre, die unter den Ganggesteinen des kristallinen Odenwaldes am jüngsten sind, noch zum Geföolge des Granites gehören, ist nicht mit Sicherheit zu entscheiden. Sie stehen dem Grundgebirge „so fremd gegenüber, daß man daran denken könnte, sie ebenso wie im sächsischen Erzgebirge oder in Thüringen für permisch zu halten. Dagegen ist zu bedenken, daß Gerölle der Schwarzwälder Granitporphyre, die sehr nahe mit den Odenwäldern übereinstimmen, schon in den dortigen obercarbonischen Schichten vorhanden sind.“ Im Kartengebiete kommen Granitporphyre namentlich östlich der Modau und nördlich der Neunkircher Höhe vor. Ihre Darstellung ist auf der Karte von CHELIUS falsch; denn sie bilden nicht lange parallele Gänge, sondern ändern ihre Richtung und lieben es besonders, sich zu gabeln. In manchen Steinbrüchen, in denen sie nach CHELIUS aufsetzen sollen, sind sie überhaupt nicht vorhanden. In bezug auf ihre Beschaffenheit ist höchstens Verfeinerung des Kornes nach dem Salbaude zu bemerkenswert, womit mehrfach Fluidalerscheinungen in Verbindung stehen.

Die Apliten sind überaus häufig. Unter den Lesesteinen auf den Feldern sind sie so reichlich vertreten, daß sie den Untergrund zu bilden scheinen. In ihrer Verbreitung sind sie nicht auf den Granit beschränkt, sondern oft setzen sie auch in Sedimenten oder anderen Eruptivgesteinen auf. Stark parallelstruierte Apliten werden als Alsbachite abgeschieden. Diese kommen besonders im Bereiche des feinkörnigen Granits vor.

Bei Rohrbach, Asbach und Ernthofen treten hellgraue bis schwarze Granophyrgänge auf, die bisweilen porphyrische Einsprenglinge führen.

Pegmatiten sind ebenfalls weit verbreitet. Manche zeichnen sich durch Vorkommen von Granat, Beryll und Turmalin aus. Südlich von Groß-Bieberau ist ihnen Parallelstruktur eigen. CHELIUS hat auf der Südostecke des Blattes sechs fast parallele Gänge eingezeichnet, die bis 2 km lang und 50 m mächtig sein sollen. Das ist völlig aus der Luft gegriffen, wie überhaupt derartige schematische Darstellungsweise das widernatürliche Aussehen des ganzen Kartenblattes veranlaßt hat.

Unter den Lamprophyren sind besonders die Malchiten weit verbreitet, zumal im Gebiete des feinkörnigen Granits. CHELIUS führt nur einen Lucitporphyrit auf. (Einen anderen Malchit hat er als Diabas bezeichnet.) Gleichwohl ist ihre Häufigkeit überraschend: in einem 190 Schritte langen Wegeinschnitt sind 28 Malchitgänge aufgeschlossen von 0,2 bis 1 m Mächtigkeit! Von der auf Unterschied in der Korngröße beruhenden Trennung von Malchit, Lucit, Lucitporphyrit usw. sieht KLEMM ab.

Einige Gänge bei Reichenbach, die CHELIUS als Minette kartiert hat, gehören wahrscheinlich zu den Vogesiten.

Im Deckgebirge fehlen die anderwärts vorhandenen permischen und triassischen Ablagerungen. Einen Hinweis darauf, daß sie aber früher vorhanden gewesen und nur durch völlige Abtragung entfernt worden sind, bietet das Vorkommen von Buntsandsteinschollen in einem Basalttuffschlot am Spitalfeld bei Niedernhausen. CHELIUS hat dort eine Buntsandsteinscholle eingezeichnet; doch handelt es sich um einen lapillenführenden Basalttuff mit zahlreichen Fragmenten von Granit und Buntsandstein. Er wird durchsetzt von Basaltgängen mit limburgitischem Charakter. Auch an anderen Stellen kommen Basalte in Form von Schloten vor, die CHELIUS als Gänge oder gar nicht eingezeichnet hat.

Ein verkieselter Schwerspatgang läßt sich vom Teufelsstein über den Borstein nach dem Hochstein bei Reichenbach und dem Katzenstein bei Raidelbach verfolgen. Er enthält in geringer Menge Rotkupfererz, aus dem Malachit und Kupferlasur sowie gediegen Kupfer hervorgehen. Auch das stark kaolinisierte Nebengestein ist davon imprägniert. Der gegenwärtig auflässige Bergbau hatargetan, daß sich der Verlauf des Ganges durch Richtungsänderungen, nicht aber durch Verwerfungen erklärt.

Diluviale geschichtete Bachschotter haben nur geringe Verbreitung, was sich wohl daraus erklärt, daß sie durch Löß oder dessen Umlagerungsprodukte verhüllt sind. CHELIUS' „Endmoränen“ am Rodenstein sind sicher durch Bergstürze entstanden.

Auf der Karte von CHELIUS fallen zahlreiche, ganz geradlinig verlaufende Verwerfungen auf, die meist dem Streichen der Struktur der Sedimente und Granite parallel gerichtet sind. Sie existieren nach KLEMM's Meinung nicht, wie an verschiedenen Beispielen gezeigt wird. Im Gegenteil sollen im Gebiete der Neunkircher Höhe nach der Intrusion der Massengesteine kaum noch Störungen erfolgt sein. Erst nach dem Gersprenztaletreten solche häufiger auf. Dieses selbst wird als Grabenbruch aufgefaßt, der sich in die Weschnitzsenke fortsetzt.

Auch auf der östlichen Hälfte des Nordrandes des Kartenblattes haben starke Lagerungsstörungen stattgefunden, wie zahllose Rutschflächen im Granit erkennen lassen. Ferner treten bei Ober-Beerbach Zermalmungserscheinungen im Granit auf, die wahrscheinlich auf die Bildung von Parallelspalten des Rheintalgrabens zurückzuführen sind, worauf auch die Nord—Südrichtung der Täler hinweist.

Im übrigen herrscht in orographischer Hinsicht die Nordostrichtung. So ist die Neunkircher Höhe die Fortsetzung eines bei Heppenheim beginnenden Rückens. Die Einsenkung zwischen ihr und dem Krehberge ist auf Auswaschung der Sedimentscholle Gadernheim—Kolmbach zurückzuführen, wodurch auch der Steilabsturz der Neunkircher Höhe nach Süden zu bewirkt worden ist.

Im ganzen gewinnt man durch KLEMM's Revisionsarbeit den Eindruck, daß CHELIUS bei der Aufnahme des Blattes Neunkirchen mehr die Phantasie als die Beobachtung hat walten lassen, so daß seine Karte ziemlich unbrauchbar geworden ist.

P. J. Beger.

G. Berg: Neue Basaltfunde im Riesengebirge. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **65.** -204—206-. 1913/14.)

Auf Blatt Krummhübel fanden sich verstreute Bruchstücke von Basalt südlich vom Pferdstein und östlich vom Hübelstein, ferner unterhalb der Marthahöhe ein 30 cm breiter Basaltgang mit ost-westlichem Streichen. Die drei Fundpunkte liegen auf einer O—W-Linie, die in ihrer Verlängerung auf den O—W streichenden Basaltgang der Kleinen Schneegrube und auf das Basaltvorkommen vom Forsthaus Iser trifft. Es liegt also offenbar eine einheitliche Bildung, wenn auch kein zusammenhängender Basaltgang vor, zu der auch das Vorkommen am NW-Abhang des Dürren Berges bei Hain gehört.

Der Basalt besteht aus Olivin, Augit und Magnetit in reichlicher Glasbasis; Feldspat ist jedoch nur wegen der schnellen Erstarrung nicht zur Ausscheidung gelangt, wie der beträchtliche Gehalt an Al_2O_3 zeigt. Die Analyse ergab: SiO_2 36,87, TiO_2 3,16, Al_2O_3 10,54, Fe_2O_3 7,38, FeO 7,24, MgO 11,90, CaO 13,78, Na_2O 1,07, K_2O 0,73, H_2O 6,02, SO_3 Sp., S 0,13, CO_2 0,44, P_2O_5 0,96; Sa. 100,22 (Anal.: EYME).

Unschärf begrenzte rundliche Partien, die in überwiegendem Glas nur winzige tiefbraune Hornblendesäulchen enthalten, werden wegen einer mit Kalkspat erfüllten Geode, die sich in einer solchen Glaspartie findet, als letzte restliche Ausscheidungen des Magmas angesprochen.

Milch.

L. Finckh: Über Alkaligesteine in dem niederschlesischen Schiefergebirge. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **65.** -206—208-. 1913/14.)

G. Berg: Diskussionsbemerkung über blaue Hornblende. (Ibid. -208-.)

I. Verf. fand in geologischer Verbindung mit Diabasen und Diabasschiefern aus der Umgegend von Bolkenhain in Schlesien, deren sekundäre blaue glaukophanartige Hornblende schon früher von KALKOWSKY und GÜRICH beobachtet war, Keratophyre mit ausgesprochen trachytoider Grundmasse, die eine primäre blaue arfvedsonitische Hornblende enthalten und somit den Lahnporphyren zugerechnet werden müssen. (Quarzführender Keratophyr aus Merz' Steinbruch bei Klein-Waltersdorf und vom Eichenbusch bei Hohendorf)

Die Umwachsung der Titanaugite durch Glaukophan in den Diabasen und Diabasschiefern deutet auf eine früher vorhandene natronreiche Hülle des Augits, wie sie gerade für essexitische Gesteine charakteristisch ist; alle diese Umstände führen Verf. zu der Annahme einer paläovulkanischen Alkaligesteinsprovinz im niederschlesischen Schiefergebirge, „in der Essexite mit trachydoleritischen Diabasen und Keratophyren, die z. T. typischen Alkalitrachyten entsprechen, in engem geologischen Verband auftreten“

II. In der Erörterung warnt BERG vor einer Überschätzung sekundärer blauer Hornblenden in metamorphen Gesteinen; wie ihr Auftreten in Hohlräumen mit Kalkspat beweist, brauchen sie nicht immer Umwandlungsgebilde natronhaltiger Pyroxene zu sein, sondern können als echte Neubildungen entstehen, beispielsweise durch Einwirkung des Natrongehaltes der Plagioklase auf Pyroxene.

Milch.

Naumann, E.: Über zwei neue Vorkommen von Basalt in Gangform bei Bernbach und Dankmarshausen an der Werra. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. Monatsber. 66. 425—435. 1 Taf. 4 Fig. 1914.)

Beger, J.: Über einen Porphyrit nahe bei Dürrhennersdorf in der sächsischen Lausitz. (Centralbl. f. Min. etc. 1915. 65—69. 1 Fig.)

Ochotzky, H.: Untersuchungen über den Pfahl des Bayrischen Waldes und seine Nebengesteine. (Centralbl. f. Min. etc. 1915. 50—51.)

k) Österreich-Ungarn.

St. Kreutz: Der Limburgit im Tatragebirge. (Bull. Akad. d. Wiss. Krakau 1913. 471—493. 2 Taf. 1 Karte.)

Im westlichen Teile der Hohen Tatra, zwischen den Bergen Osobita und Bobowiec, tritt in der Zone der hochtatratischen Jurakalke an vier Stellen ein breccienartiges Gestein auf, welches sich bei der Untersuchung als Limburgittuff erwies. Das Gestein besteht aus winzigen bis kopfgroßen scharfkantigen Stücken eines im frischeren Zustande dunklen Eruptivgesteins bzw. seiner Verwitterungsprodukte, welche durch kristallisierten, mit grauen und grünlichen Substanzen verunreinigten Kalkspat verkittet sind.

Das relativ frische Eruptivgestein ist dunkelgrau bis grauschwarz und bildet makroskopisch eine einheitliche Masse; Mandelsteinbildung ist verbreitet. U. d. M. unterscheidet man eine dunkle Grundmasse, welche aus Augit, Magnetit und meist optisch isotroper, die Ausscheidungen verkittender Basis besteht, welche mit Augitmikrolithen, Magnetittrichiten und Magnetitstaub überfüllt ist; aus dieser dichten Grundmasse heben sich als Einsprenglinge Augite und vollständig pseudomorphosierte Olivinkristalle hervor. Magnetit von verschiedener Größe ist dicht zerstreut, akzessorisch und unregelmäßig verteilt ist Apatit. Als sekundäre Bildungen treten Calcit und Delessit auf. Der Feldspat fehlt.

Die Struktur des Gesteins ist deutlich hypokristallin-porphyrisch.

Die Bauschanalyse des möglichst frischen Gesteins aus dem Suchatale führte zu den unter 1 bzw. 2 zusammengestellten Werten.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.
	Gew.-% (Mittel)	Mol.- %	Gew.- %	Mol.- %	Gew.- %	Mol.- %	Gew.-% (Mittel)	
Si O ₂ . . .	41,43	47,44	47,11	47,72	60,3	59,6	27,15	40,94
Ti O ₂ . . .	2,79	2,42	5,02	3,82	—	—	1,33	2,00
P ₂ O ₅ . . .	0,39	0,19	—	—	—	—	0,30	0,45
Fl ₂ . . .	0,12	0,22	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃ . . .	11,73	7,94	9,23	5,52	16,8	9,9	8,83	13,31
Fe ₂ O ₃ . . .	11,38	4,92	2,89	1,10	4,6	1,7	5,74	8,66
Fe O . . .	5,86	5,64	3,85	3,27	—	—	5,88	8,87
Mn O . . .	0,43	0,41	0,25	0,21	—	—	0,11	0,17
Ca O . . .	11,43	14,09	20,15	21,96	2,8	3,0	19,64	0,68
Mg O . . .	7,43	12,72	9,80	14,84	—	—	9,79	14,76
K ₂ O . . .	0,48	0,35	0,30	0,20	1,2	0,7	0,50	0,76
Na ₂ O . . .	3,29	3,66	1,38	1,36	9,4	9,0	0,89	1,34
— H ₂ O . .	0,28	—	0,29	—	4,9	16,1	5,34	8,05
+ H ₂ O . .	2,52	—						
C O ₂ . . .	0,55	—	—	—	—	—	15,26	—
	100,11	100,00	100,27	100,00	100,0	100,0	100,76	99,99
— O = F ₂ .	0,05							
	100,06							
Spez. Gew. .	3,03(2)	—	3,290	—	—	—	2,743	—

Das Gestein ist also sehr kieselsäurearm, enthält dagegen viel Eisen und CaO; der Gehalt an Titan ist beträchtlich, der Alkaliengehalt nicht hoch, aber schon beachtenswert. Die Verwandtschaft mit dem theralitischen Typus der Magmen ist ersichtlich. Die OSANN'schen Zahlen sind: $s = 47,60$, $a = 1,7$, $c = 1,7$, $f = 16,6$, $n = 9,0$.

Unter Berücksichtigung der Struktur und der mineralogischen Zusammensetzung ist das untersuchte Gestein als ein den Augititen nahestehender Limburgit zu bezeichnen. Der in zwei Generationen auftretende Augit ist Titanaugit (Anal. 3). Die intratellurischen Augiteinsprenglinge zeigen die Formen: $\{100\}$, $\{110\}$, $\{010\}$, $\{\bar{1}11\}$ und sind meist tafelig nach $\{100\}$. Zwillinge nach $\{100\}$, oft in polysynthetischer Ausbildung, sind häufig. Die Kristalle der zweiten Generation liefern meist leistenförmige Durchschnitte. Außer der Spaltbarkeit nach $\{110\}$ ist an größeren verwitternden Kristallen eine Teilbarkeit nach $\{010\}$ sichtbar. In den optischen Eigenschaften der beiden Augitgenerationen konnte kein Unterschied bemerkt werden; der Zonenbau ist, besonders am Rande der Kristalle, deutlich. Ebene der optischen Achsen: $\{010\}$. Der Auslöschungswinkel $z:c$ ist:

im Bereiche der Anwachs pyramid en der Form $\{\bar{1}11\} - 48^\circ$ (Na)

" " " " " " " $\{100\} - 55 - 57^\circ$

im stumpfen Winkel β . Dispersion der Mittellinie: $2:c_v > z:c_o$.

$(\gamma - \alpha)_{Na} = 0,0252$, $(\gamma - \beta)_{Na} = 0,020$, $(\gamma - \alpha)_v > (\gamma - \alpha)_o$.

Die Doppelbrechung ($\gamma - \alpha$) ist im Bereiche der Anwachspyramiden der Form $\{111\}$ stärker als im Bereich der Anwachspyramiden von $\{100\}$; da die letzteren in Schnitten nach $\{010\}$ deutlicher die für die Titanaugite charakteristische Färbung zeigen, so ist hier mit stärkerer Intensität der Färbung die Auslöschungsschiefe 2 : c größer, die Doppelbrechung ($\gamma - \alpha$) schwächer.

Der Brechungsindex $\alpha_{Na} = 1,705$ (nach der Einbettungsmethode bestimmt); folglich annähernd $\beta = 1,710$, $\gamma = 1,730$.

$2V_{\gamma} = 505^{\circ} = 52^{\circ}$ (nach der BECKE'schen Methode).

Dispersion der Achse B kräftig $\rho > \nu$ um die I. Mittellinie c, der Achse A nicht merklich.

Pleochroismus: δ schwach violett.

α und c violettgelblich, $\delta > \alpha$ und c (wenig ausgeprägt).

Deutlichere Abhängigkeit der Intensität und der Färbung von der Schwingungsrichtung ist an Platten ersichtlich, welche annähernd senkrecht zu der Spaltbarkeit getroffen sind. Zum Vergleich wurde der Titanaugit aus dem Nephelinit von Löbau in Sachsen untersucht, dessen optische Eigenschaften genauer bestimmt werden konnten und es wurde ein analoges Verhalten beobachtet. In Schnitten // $\{010\}$ erscheinen die Anwachspyramiden der Form $\{111\}$ viel schwächer gefärbt als die der Form $\{100\}$ bezw. der Prismenzone zugehörnden. Die Auslöschung ist z : y = 48° in den ersteren, in den letzteren 54° ; $\gamma - \alpha = 0,022(5)$ im Anwachkegel der Pyramide, $0,020(4)$ in dem der Prismenzone. An senkrecht zur Spaltbarkeit geführten Schnitten erscheinen die Anwachspyramiden von $\{100\}$ stärker gefärbt, und die hier beobachtete Doppelbrechung ($\gamma' - \beta$) ist stärker als in den beinahe farblosen Anwachspyramiden von $\{010\}$. Die optische Achse B liegt in den gefärbten Teilen der Mittellinie c näher. Absorption: $\delta > \alpha > c$, δ violett, c schmutzig grau-violett mit gelblichem Ton (Plattendicke 0,03 mm). Die Farben und Intensitätsunterschiede treten am deutlichsten bei Beobachtung der zu der Spaltbarkeit annähernd senkrechten Schnitte: δ violett, c' gelb hervor.

Aus diesem Verhalten kann man schließen, daß die beiden in der Symmetrieebene liegenden Absorptionshauptachsen mit den optischen Elastizitätsachsen nicht einmal annähernd zusammenfallen und ca. 45° miteinander einschließen. Verf. beabsichtigt, die Dispersion der Lage dieser Achsen eingehender zu untersuchen.

Diese Pyroxene zeigen am Rande einen grünen Saum.

In der chemischen Zusammensetzung des Augits vom Sucha-Tale (Anal. 3 und 4) findet man die für das Magma charakteristischen Merkmale, so den hohen Titangehalt, das Überwiegen von CaO über MgO usw. Im Einklange mit den Experimenten von MOROZEWICZ hat sich hier aus einem Magma, welches weniger als 50 % SiO₂ enthält, ein tonerhaltiger Augit gebildet; er ist kieselsäurereicher als das Magma. Es lassen sich aus der Analyse 3 folgende Molekularverhältnisse berechnen:

1,56	Mol.	(Na, K) AlSi ₂ O ₆	=	3,7	Mol.-%
3,36	"	Mg $\overset{\text{III}}$ R ₂ SiO ₆	=	8,1	"
1,70	"	Ca $\overset{\text{III}}$ R ₂ Si ₄ O ₁₂	=	4,1	"
35,1	"	$\overset{\text{III}}$ MeSiO ₆	=	84,1	"

Nach Abzug des Jadeitsilikats bleiben nämlich x Molekeln $\text{Ca } \overset{\text{III}}{\text{R}}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}$ und y Molekeln der Verbindung $\text{MgAl}_2\text{SiO}_6$ übrig. Als Rest soll sich nach der TSCHERMAK'schen Theorie ein einfaches Metasilikat ergeben. Es sei A die Summe der sich nach Abzug des Jadeitsilikats ergebenden Basen, B die mit jenen Basen verbundene Kieselsäure. Die angeführten Bedingungen erfordern das Bestehen folgender Gleichungen:

$$A - 2x - 2y = B - 4x - y$$

$$x + y = c,$$

wo durch c die nach Abzug des Jadeitsilikats übrigbleibende Menge von $\overset{\text{III}}{\text{R}}_2\text{O}_3$ bezeichnet wurde. Ein Teil des Titangehaltes könnte aber als Ti_2O_3 auftreten, wofür die violette Färbung der Titanaugite sprechen würde; durch Berücksichtigung dieses Umstandes würde wahrscheinlich die Notwendigkeit der Annahme des Silikats $\text{CaAl}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}$ ganz wegfallen, dafür würde die Zahl für das TSCHERMAK'sche Silikat steigen.

Zur Trennung des Augits von der Glasbasis usw. wurde die J. LEMBERG'sche Methode benutzt; die Kristalle wurden nachher durch kurze Zeit mit verdünnter HF-Säure behandelt und durch diese Operationen an der Oberfläche aufgelöst, das Material, welches noch mit Hilfe des Jodmethylen isoliert wurde, blieb aber rein.

Als Einschlüsse sieht man im Pyroxen Magnetit und insbesondere in der Randzone wahrscheinlich durch Zersetzung von Glaspartien entstandene sekundäre Produkte.

Außer diesen Augiten wurden noch zwei größere (0,5—1 cm) korrodierte Einsprenglinge beobachtet, deren Eigenschaften (Teilbarkeit nach $\{100\}$ und Achsenaustritt auf $\{100\}$, grünliche Farbe) auf den Diallag hindeuten.

Von Olivineinsprenglingen sind nur Umriss der Kristallformen, nämlich: $\{010\}$, $\{011\}$, $\{110\}$, $\{021\}$ oder $\{101\}$ und selten $\{120\}$ und $\{130\}$ erhalten geblieben, die Pseudomorphosen bestehen aus Carbonaten und einer grünlichen Substanz.

Der Magnetit tritt in verzerrten Kristallen auf; in der Glasbasis sieht man schöne dendritische Formen, welche durch rasches Wachstum der Kristalle in der Richtung der Achsen $[111]$ entstehen, Trichite und Magnetitstaub. Der Apatit tritt in langen sechsseitigen Nadeln auf, welche charakteristische Anhäufungen bilden. Die meist optisch isotrope Basis ist nur stellenweise schwach doppelbrechend und zeigt eine bräunliche Farbe; sie wird durch Salzsäure nicht merklich angegriffen.

Als sekundäre Produkte, auch als Mandelnausfüllung, wurden Calcit, welcher stark lamellar verzwilligt ist, und Delessit erkannt. Der

Delessit erscheint als eine faserige Substanz, welche stellenweise schwach doppelbrechend, meist infolge der Kompensation optisch isotrop erscheint; in der Längsrichtung der Fasern liegt c , Pleochroismus: c grün, a gelb oder farblos. $n = 1,586$ (Na). Nach Einwirkung der Salzsäure bleibt ein Kieselsäureskelett übrig, in der Lösung wurde Tonerde nachgewiesen.

Um die mineralogische Zusammensetzung des Gesteins quantitativ auszudrücken, wurde das Gestein mit 2—3 % Salzsäure behandelt und die Lösung analysiert.

Es wurden hierbei die im folgenden angegebenen Zahlen erhalten; die behandelte Substanzmenge ist = 100.

	1.	2.	3.
Si O ₂	2,08	2,40	nicht best.
Al ₂ O ₃	3,25	2,50	2,27
Ca O	2,63	2,86	3,31
Mg O	2,81	nicht best.	1,82
Na ₂ O	0,30	} Summe von NaCl + KCl 0,035 g auf 4,471 g Substanz, also ca. 0,4 % K ₂ O + Na ₂ O.	
K ₂ O	0,14		

Der Eisengehalt der Lösung wird hier nicht berücksichtigt.

Unter Berücksichtigung der Bauschanalyse und dieser Zahlen werden folgende Gewichtsprocente berechnet: 47,0 % Augit, 12,8 % Magnetit, 0,8 % Ilmenit, 0,9 % Apatit, 8,9 % Chlorit, 1,3 % Calcit, 28,2 % Grundmasse.

Der Ilmenit konnte u. d. M. nicht beobachtet werden, vielleicht ist die entsprechende Titanmenge im Magnetit enthalten. Nach Abzug der Bestandteile, welche in den auskristallisierten Mineralien gebunden sind, ergibt sich die angenäherte Zusammensetzung der Basis; die sich ergebenden Werte sind unter 5 resp. 6 zusammengestellt. Diese Zahlen beweisen, daß das letzte Erstarrungsprodukt des Magmas an Si O₂ am reichsten ist, und daß sich aus dem Magma unter günstigen Umständen ein saurer Plagioklas bilden könnte. Zu ähnlichem Ergebnis führte auch die Analyse eines Gemenges von Augit und Glasbasis.

Limburgittuff. Das Aussehen des Tuffs ist sehr wechselnd und hängt von der Größe und vom Erhaltungszustande der mit Calciumcarbonat verkitteten Limburgitbrocken ab.

Die Farbe des Gesteins ist grau, rötlich oder grünlich infolge der Chloritisierung der Pyroxene. Die Analyse eines grünlichgrauen Gesteinstückes wurde unter 7 angeführt, die unter 8 angeführten Werte ergeben sich nach Abzug des Calcits und charakterisieren den Verwitterungsvorgang des Limburgits. Beinahe der ganze Calciumgehalt ist in die Form des Calciumcarbonates übergegangen, Natrium wurde z. T. ausgelaugt, Kalium bleibt erhalten; stark gestiegen ist der Mg O-Gehalt. Es ist eine Anhäufung des sekundären Chlorits zu bemerken, welche man u. d. M. als kompakte Massen erkennt.

Der Unterschied im Verhalten des MgO-Gehaltes des Limburgits und der schlesisch-mährischen Pikrite erklärt sich durch Unterschiede in der mineralogischen Zusammensetzung; in den Pikriten ist das MgO hauptsächlich im Olivin, im Limburgit hauptsächlich im Pyroxen gebunden. Die beobachteten Verwitterungsvorgänge sind den von MOROZEWICZ beobachteten analog. (Mém. du Comité géolog. St.-Petersbourg. 1912. 72.)

Manche Tuffpartien zeigen eine deutliche Schichtung.

Einschlüsse. Zwischen den Limburgitblöcken wurde ein fremdes Gesteinsstück gefunden, in welchem in einer auch im Dünnschliff beinahe undurchsichtigen glasigen Grundmasse kleine, oft gabelartig verzwilligte Feldspatmikrolithe (Oligoklas von 20—30 % An) verteilt sind. In dieser Grundmasse sind größere, mandelnähnliche Quarzkörner eingeschlossen, welche mit einer Rinde kleinerer Quarzkörner umsäumt sind.

Im Bobrowiez-Tal wurden ferner im Tuff eingeschlossene graue Kalksteineinschlüsse mit Foraminiferenresten gefunden. Sie waren im Tuff schon vor Eintritt der tektonischen Deformationen eingeschlossen, wie man dies aus dem Hindurchlaufen von Sprüngen schließen kann.

Geologische Verhältnisse. Die Lagerungsverhältnisse des Tuffs sind sehr undeutlich, trotzdem konnte folgendes festgestellt werden: 1. die Tuffe treten in 4 verschiedenen Punkten in demselben stratigraphischen Horizont des hochtättrischen Jurakalkes, welcher durch Krinoidenbänke charakterisiert ist, auf; 2. die Verbindungslinie dieser Punkte ist den Grenzlinien der benachbarten Formationen annähernd parallel. Diese und andere Umstände führen zum Schluß, daß man es hier mit einer unterbrochenen Schicht vulkanischen Tuffs zu tun hat, welche in der Zeit zwischen dem Jura (Dogger) und der Kreide sich gebildet hat.

Die Ausdehnung des Gesteins ist sehr beschränkt und es ist bemerkenswert, daß auch aus der Umgebung keine mesozoischen oder jüngeren Eruptivgesteine bekannt sind. Basische Eruptivgesteine und Tuffe wurden dagegen aus mehreren Punkten der Ost- und Südkarpathen beschrieben. Die magmatischen Verhältnisse legen die Vermutung einer Beziehung des untersuchten Gesteins mit den mährisch-schlesischen Pikriten und Tescheniten nahe; das Tatra-Gestein scheint zwischen den beiden Gesteinsarten, welche sich voneinander hauptsächlich durch das Fehlen bezw. durch die Anwesenheit der Aluminosilikate (des Kernes $[Na, K] AlSi_2$) unterscheiden, eine Zwischenstellung einzunehmen.

Mit dieser Annahme würde auch das Vorkommen des Gesteins in kleinen vereinzelt Partien übereinstimmen.

St. Kreutz.

Schurk, L.: Der Flugkogelgneis aus dem Hochalm-Ankogelmassiv. (Min.-petr. Mitt. 33. 1—26. 2 Taf. 3 Fig. 1914.)

Tucan, F.: Über einen Meerschaum aus dem Agramer Gebirge. (Centralbl. f. Min. etc. 1915. 73—77.)

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

Atlantisches Gebiet.

W. Bergt: Übersicht über die Gesteine der Kapverdischen Inseln. Nach der Untersuchung der Sammlungen von A. STÜBEL 1863, W. BERGT 1912 und I. FRIEDLAENDER 1912. (In: I. FRIEDLAENDER, Beiträge zur Kenntnis der Kapverdischen Inseln. Berlin 1913. 100—109.)

Auf Grund der im einzelnen noch nicht beendeten Untersuchung kann folgendes gesagt werden. Die Tiefengesteine sowohl wie die Ganggesteine und die neueren Ergußgesteine gehören, soweit sie sicher auf den Kapverden bodenständig sind, zur großen Gruppe der Alkaligesteine. Unter ihnen zeigt sich eine große Mannigfaltigkeit in der mineralogischen Zusammensetzung, wie solche noch von keiner der anderen mittelatlantischen Vulkaninselgruppen bekannt geworden ist. Die Kapverden bilden darnach einen Teil der durch die Azoren, die Madeiragruppe, die Selvages, die Kanaren und die Kapverden dargestellten großen mittelatlantischen Alkaligesteinsprovinz, wovon nach dem bisher Bekannten die Kapverden das interessanteste und petrographisch am mannigfaltigsten zusammengesetzte Glied sind. Die Gesteine sind gekennzeichnet durch Natronamphibole (Barkevikit, in beschränktem Maße Katophorit), Natronpyroxene (Ägirin und Ägirinaugit), braunvioletter Titanaugit, Nephelin, Leucit, Sodalith, Hauyn, Melilith. Auffallend ist das starke Zurücktreten des Quarzes und quarzreicher, dem Granit entsprechender Glieder wie andererseits das Fehlen der basischsten Vertreter, der Alkaliperidotite und -pyroxenite. Besondere Erwähnung verdient, daß Rhönit und Hainit hier eine allgemeine Verbreitung haben. Der Rhönit tritt in den basaltischen, der Hainit in den phonolithischen Gesteinen ungleichmäßig häufig auf. Ein außerordentlich häufiges und gewöhnliches Mineral ist Hauyn und Nosean. Man begegnet ihm allenthalben in den Phonolithen und Tephriten; aber auch in den Ganggesteinen ist er nicht selten. In den dunklen Tephriten und Nepheliniten der Insel S. Antão bildet er nußgroße schön blaue Körner. Einen ganz ungeheuer großen Anteil nimmt er an der Zusammensetzung der Phonolithe der Insel Brava. Im Gegensatz dazu tritt Leucit sehr stark zurück. Die gleiche untergeordnete Rolle spielt Melilith.

Die tabellarische Übersicht läßt die Gleichartigkeit in der petrographischen Zusammensetzung aller Inseln und die Tatsache erkennen, daß alle Inseln Teile einer Alkaligesteinsprovinz sind. In der Übersicht fehlen die vorwiegend glasigen Ausbildungen der jungen Eruptivgesteine, die zahlreichen Aschen-, Lapilli- und Brockentuffe, die in ihrer Zusammensetzung nur ein Widerschein der aufgeführten jungen Ergußgesteine sind, und die größeren jungen vulkanischen Gesteine, die zum großen Teil einschlußartig in den Ergußgesteinen auftreten. Als die ältesten bekannten Bildungen der Kapverden dürften die kristallinen Kalke anzusprechen sein. Ihre kristalline, z. T. grobkristalline Beschaffenheit, ihr sehr häufiger Gehalt an Kalksilikaten wie Skapolith (außerordentlich häufig und reichlich),

Übersicht über die Verbreitung der

Insel von SW über O nach NW	Kristalline kontakt- metamorphe Kalke	Meso- und känozoische Kalke	Tiefen- und Ganggesteine	
			Alkaligranit u. -syenit, Foyait	Tiefengesteine Essexit und Theralith
Brava	mit Silikaten	Tertiärer Kalk	Ägirin- und Diopsidgranit Alkalisyenit	vorhanden
Ilheu da Cima	—	—	—	—
Luiz Carneiro	—	Dichter Kalk	—	—
Ilheu Grande	—	Tertiärer Kalk	Ägiringranit Alkalisyenit	—
Fogo	mit Silikaten	—	kein Granit sonst vorhanden	vorhanden
S. Thiago	mit Silikaten	Tertiärer Kalk	kein Granit sonst reichlich vorhanden	reichlich vor- handen
Maio	ohne Silikate	Dichter Kalk mit Aptychen Tertiärer Kalk	kein Granit sonst reichlich vorhanden	vorhanden
Boavista mit Sal Rei	—	Dichter Kalk Feuerstein Tertiärer Kalk	kein Granit sonst reichlich vorhanden	—
Sal	ohne Silikate	Dichter Kalk Feuerstein Tertiärer Kalk	Diopsidgranit	vorhanden Olivingabbro
S. Nicolao	—	Tertiärer Kalk	—	spärlich vor- handen
Razo	—	Dichter Kalk	—	—
Branco	—	—	—	—
Sa. Luzia	ohne Silikate	—	—	—
S. Vicente	mit Silikaten häufiger ohne sie	Dichter Kalk Tertiärer Kalk	kein Granit sonst reichlich vorhanden	reichlich und schön vor- handen
S. Antão	ohne Silikate	Tertiärer Kalk	kein Granit sonst spärlich vorh.	spärlich vor- handen

Gesteine auf den Kapverdischen Inseln.

der Alkalireihe	Junge Ergußgesteine der Alkalireihe		
Ganggesteine: Bostonit, Tinguait, Camptonit, Monchiquit	Phonolith und Trachyt	Nephelintephrit, -basanit und -basalt	Trachybasalt und Limburgit
Camptonit und Monchiquit	Phonolith	alle 3 Ausbildungen vorhanden	Trachybasalt
Camptonit	—	Nephelinbasalt	—
—	—	—	—
Camptonit	—	—	—
Camptonit und Monchiquit	Phonolith	alle 3 Ausb. vorh.	beide Ausb. vorh.
Tinguait Camptonit und Monchiquit	Phonolith Trachyt	alle 3 Ausb. vorh.	beide Ausb. vorh.
Camptonit und Monchiquit	—	Nephelinbasanit Nephelinbasalt	Trachybasalt
Bostonit, Tinguait Camptonit und Monchiquit	Phonolith Trachyt	alle 3 Ausb. vorh.	Trachybasalt
Bostonit, Camptonit und Monchiquit	Phonolith	alle 3 Ausb. vorh.	beide Ausb. vorh.
Camptonit und Monchiquit	Phonolith	alle 3 Ausb. vorh.	beide Ausb. vorh.
—	—	Nephelinbasanit	Trachybasalt
—	—	—	Trachybasalt
Camptonit	Phonolith	Nephelinbasanit	Trachybasalt
Bostonit, Tinguait Camptonit und Monchiquit	Phonolith	alle 3 Ausb. vorh.	beide Ausb. vorh.
Camptonit und Monchiquit	Phonolith Trachyt	alle 3 Ausb. vorh.	beide Ausb. vorh.

Malakolith und Biotit, ihr räumliches Gebundensein an die Alkalitiefengesteine berechtigen zu der Annahme, daß sie ihre Kristallinität und ihren Silikatmineraliengehalt einer von jenen ausgegangenen Kontaktmetamorphose verdanken. Sie müssen also dann älter sein als die alten Alkalitiefengesteine der Kapverden. Für die Beurteilung und Bestimmung des geologischen Alters beider fehlt bisher noch jeder Anhalt. In dem dichten Kalk von Maio hat FRIEDLAENDER 1912¹ Aptychen gefunden, woraus ein jurassisches oder altcretaceisches Alter folgt. Solche Kalke finden sich auf mehreren Inseln. Eigentümlich und gemeinsam ist ihnen der spärliche Gehalt an Mikroorganismen, deren Struktur freilich durch Calcitbildung verwischt wurde. Die känozoischen (in der Übersicht tertiär genannten) Kalke, die auf den meisten Inseln und sehr häufig in inniger Verbindung mit den vulkanischen Tuffen gefunden werden, unterscheiden sich von den vorigen dichten Kalken u. a. durch den Reichtum an tierischen Resten (Mollusken und Protozoen), deren Mikrostruktur noch vortrefflich erhalten ist, und durch den Gehalt oder Reichtum an vulkanischen Mineralien und Gesteinsbröckchen. Sie sind zum großen Teile Meeresabsätze, und ihre Bildung fällt mit Vulkanausbrüchen zusammen. Unter den sauren Alkalitiefengesteinen herrschen die Syenite und Foyaite bei weitem vor. Alkali-granit ist nur durch wenige Proben vertreten. Er beschränkt sich auf Brava und Ilheu Grande im äußersten Südwesten, liegt sonst nur noch von Sal vor. Die größte Oberflächenausdehnung dürften alkalisyenitische, foyaitische und essexitische Gesteine in der unmittelbaren und weiteren Umgebung der Hafenstadt Mindello auf S. Vicente haben. Die Hügel und Vorberge scheinen hier zu einem sehr großen Teil aus ihnen zu bestehen. Auffallend groß ist die Zahl der Ganggesteinsvorkommnisse, die sich auf die meisten Inseln verteilen. Das erscheint jedem begreiflich, der eine Landschaft gesehen hat wie die Umgebung der Hafenstadt Mindello auf S. Vicente, in der das vorhandene Hauptgestein von Gängen durchschwärmt wird. Unter diesen Ganggesteinen sind Bostonit und Tinguait, dieser häufig durch zahlreiche große Feldspateinsprenglinge als Tinguaitporphyr entwickelt, nur mit wenigen Vertretern vorhanden, während die dunklen Camptonite und Monchiquite eine ungeheure Verbreitung und Häufigkeit aufweisen. Unter den Trachyten, deren Zahl sehr gering ist, müssen manche noch als unsicher bezeichnet werden. Groß ist die Zahl der Phonolithe. Auf Brava bilden Phonolith und seine Tuffe das vorherrschende Gestein. Mit Ausnahme der drei kleinen Inseln Branco, Ilheu Grande und Luiz Carneiro enthalten alle anderen Nephelintephrite, -basanite und -basalte, die meisten Inseln alle drei Gesteine nebeneinander. Sie gehören mit dem Phonolith und dem Trachybasalt zu den verbreitetsten vulkanischen Gesteinen der Kapverden, sind untereinander und mit dem Trachybasalt durch Übergänge verbunden, so daß man sich oft schwer entscheiden kann, wohin man hierhergehörige Gesteine stecken soll. **Liebisch.**

¹ I. FRIEDLAENDER, Briefliche Mitteilung. Sitz.-Ber. Ak. W. Wien 1912, 17. Okt.

Lagerstätten nutzbarer Mineralien.

Salzlager.

E. Harbort: Zur Frage der Genesis der Steinsalz- und Kalisalzlagerstätten im Tertiär von Oberelsaß und von Baden. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 21. 1913. 189—198.)

Nach FÖRSTER sind die tertiären Salzlager von Elsaß und von Baden durch einen dem Bildungsprozeß der Zechsteinsalze ganz analogen Vorgang zu erklären, nämlich durch Eintrocknung eines durch eine Barre vom offenen Oligocänmeere abgetrennten Meeresbeckens unter dem Einfluß eines tropischen Klimas. Auf Grund der vorliegenden Profile sind dabei mannigfache Senkungen und Hebungen des betreffenden Gebietes anzunehmen.

Im Gegensatz dazu betont Verf., daß die Barrentheorie für die Genesis der Zechsteinsalze aus gewichtigen Gründen vielfach zugunsten der WALTHER'schen Theorie verlassen und auch mit den Verhältnissen der tertiären Salzlager nicht zu vereinen sei. Geologische und chemische Momente deuten vielmehr gleichzeitig darauf hin, daß die elsässischen Salzflöze den Zechsteinsalzlagern ihren Ursprung verdanken und zwar in der Weise, daß letztere zur Tertiärzeit in dem bereits hoch über dem Meeresspiegel gelegenen Gebiet zwischen Vogelsberg, Rhön und Eichsfeld der Auslaugung verfielen und der Salzgehalt durch nach Süden strömende Flüsse dem oberrheinischen einsinkenden und abflußlosen Tertiärbecken zugeführt wurde, wo er von neuem in Gestalt der in Rede stehenden Salzlager zur Ausscheidung kam. In bezug auf die Mengenverhältnisse genügt die Auslaugung eines nur relativ kleinen Gebietes, um daraus den gesamten Salzvorrat des elsässischen Beckens herzuleiten.

Analog hierzu möchte Verf. auch salzführende Horizonte anderer jüngerer Schichten, z. B. die Steinsalzlager des oberen Jura, als Abkömmlinge von Zechsteinsalzen auffassen und hält demgemäß das Vorkommen von Kalisalz neben Steinsalz für wahrscheinlich.

Ferner besteht die Möglichkeit, daß die Erdöllagerstätten des Elsaß als die bituminösen Auslaugungsrückstände von Salzen des Zechsteins zu deuten sind.

M. Naumann.

E. Harbort: Über Neu- und Umbildungen im Nebengestein der norddeutschen Salzstöcke. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 65. 1913. Monatsber. 6—15.)

—: Über den Salzgehalt der Nebengesteine an den norddeutschen Salzstöcken. (Ebenda. 65. 1913. Monatsber. 108—112)

Die vielfach diskutierten norddeutschen Salzstöcke, welche nach Meinung des Verf.'s unter dem zunehmenden Druck des Deckgebirges an tektonisch gelockerten Stellen emporgepreßt sind, weisen eine periphere brecciose Zone auf, innerhalb welcher bis kubikmetergroße, auffallend wenig

mechanisch deformierte Bruchstücke mesozoischer Schichten im Salzgebirge eingeschlossen sind. Ferner sind sie umgeben von einem Anhydritmantel, aus dessen Vorhandensein Verf. auf Auslaugungen an den Seitenflächen der Stöcke schließt. Dies wird noch besonders dadurch wahrscheinlich gemacht, daß sich Anhydrit bis in Entfernungen von ca. 1 km auf Schichtflächen und Klüften in das Nebengestein vorgedrungen vorfindet.

Auch erweisen sich die Gesteine in der Nähe der Salzstöcke stark mit Steinsalz imprägniert, wie die Untersuchung von Bohrkernen zeigte. Der Salzgehalt ist nicht nur von der Entfernung vom Salzstock, sondern auch von der Art des Gesteines abhängig und beträgt in den dichten, tonigen Gesteinen 1—2 %, in den poröseren Mergeln der oberen Kreide bis ca. 9 % NaCl, wie analytische Untersuchungen ergeben haben. Er übersteigt somit bedeutend den primären Salzgehalt normaler Meeresedimente. Das Salz ist den Gesteinen nach Ansicht des Verf.'s durch allmähliche Diffusion im bergfeuchten Zustand zugeführt worden.

Die in der Nähe der Salzstöcke im Zusammenhang mit Salzlaugen vorkommenden Erdöle möchte Verf. als die im älteren Steinsalz enthaltenen und bei dessen Auflösung zurückgebliebenen Bitumina deuten. Sie haben sich im Gegensatz zum Chlornatrium, das sich mit Hilfe von diffundierenden Lösungen weithin verbreitete, in unmittelbarer Nähe der Salzstöcke angehäuft.

Von Neu- bzw. Umbildungen im Nebengestein von Salzstöcken werden noch besonders das Auftreten zahlreicher bis einige Millimeter großer Quarzdihexaeder in tertiären Grünsanden, das konkretionsartige Vorkommen von Dolomit in den Gipshüten (z. B. in „Adolfsglück“), sowie die auffällige intensive Rotfärbung gewisser Kreideschichten in der Umgebung der Salzstöcke erwähnt.

M. Naumann.

R. Lachmann: Über den heutigen Stand der Ekzemfrage. (Kali. 7. 1913. 161—164.)

Bei der Auffassung, daß die Lagerungsverhältnisse im Salzgebirge nicht durch tektonische Kräfte herbeigeführt, sondern durch die chemischen und physikalischen Eigenschaften der Salze zu erklären sind (Autoplastie der Salzlager), sind die Salzstöcke (Ekzeme) nicht durch Faltungsdruck, wie es vor allem STILLE annimmt, sondern durch den Druck des Hangenden und (nach ARRHENIUS) infolge des dem Deckgebirge gegenüber geringeren spezifischen Gewichtes des Salzes emporgepreßt. Bei dem Bewegungsvorgang spielen plastische Deformationen nach Meinung des Verf.'s eine geringe Rolle, es überwiegen vielmehr Lösungsvorgänge. Die Lage der Salzstöcke ist abhängig vom Gebirgsbau. Einerseits liegen Reihen von Ekzemen auf tektonischen Linien (Lockerungszonen), andererseits sind sie an Erosionsgebiete, eventuell an alte Flußläufe geknüpft.

M. Naumann.

K. Koelichen: Über ein Jodvorkommen im Kalisalz-lager. (Kali, 1913, 18. 457—459.)

In einer im Schacht der Mecklenburgischen Gewerkschaft Friedrich Franz aus einer graurötlichen, einem jüngeren Salzhorizont angehörenden Steinsalzbank ausgeflossenen Lauge ergab sich bei Behandlung mit verdünntem Chlorwasser und Ausschütteln mit Schwefelkohlenstoff aus der auftretenden violetten Färbung das Vorhandensein geringer Jodmengen und wurde in Anbetracht der Wichtigkeit des Jodproblems beim Bildungsprozeß der deutschen Zechsteinsalzlager eine genaue quantitative Untersuchung mit folgendem Ergebnis vorgenommen:

Bei 33,6° C spez. Gew. 1,309. KCl 11,9, NaCl 4,1, CaSO₄ 0,65, MgSO₄ 26,86, MgCl₂ 386,9, MgBr₂ 4,56, MgB₄O₇ 4,6. FeCl₂ 1,32, J 0,0027. Außerdem war Li anwesend.

In der Nähe der Ausflußstelle anstehendes Hartsalz erwies sich als jodfrei. Da Verf. die untersuchte Lauge als „Urlauge“ auffaßt, möchte er in dem Jodgehalt einen Beweis sehen, daß die Jodsalze in der Mutterlauge der Zechsteinsalze zurückgeblieben sind (sofern sie nicht durch Sonnenlicht zersetzt wurden) und deshalb in den Salzen fehlen.

M. Naumann.

H. Lück: Beitrag zur Kenntnis des älteren Salzgebirges im Berlepschbergwerk bei Staßfurt nebst Bemerkungen über die Pollenführung des Salztones. Diss. Leipzig 1913.

Die Untersuchungen des Verf.'s sind an dem von F. RINNE im Berlepschschacht bezeichneten Profil vorgenommen, von dem schon O. RIEDEL nähere chemisch-mineralogische Daten veröffentlicht hat (Zeitschr. f. Krist. 1912. 139 ff.; dies. Jahrb. 1913. I. -366-). Er bedient sich hierbei des Dünnschliffs, bei dessen Herstellung er u. a. zum groben Abschleifen Schmirgelkörper und an Stelle von Erdnußöl Vaselineöl verwendet, sowie der Aufnahme von Erhitzungskurven zur Identifizierung wasserhaltiger Mineralien in einem Salzgemisch, ferner der sog. gravimetrisch-optischen Methode und der chemischen Analyse. Außerdem wurden noch besondere Untersuchungen an Kieserit und Krugit vorgenommen, wobei sich für den ersteren die Brechungsexponenten (D) zu $\alpha = 1,5178(4)$, $\beta = 1,5310(3)$, $\gamma = 1,5832(0)$ und der wahre Achsenwinkel $2V_D$ zu $54^\circ 50'$ ergaben und ermittelt wurde, daß der von H. PRECHT in die Literatur eingeführte Krugit kein einheitliches Mineral, sondern ein Gemenge von Polyhalit und Anhydrit im Verhältnis 1:3 ist.

Die eingehende Beschreibung des Profils wird durch viele interessante photographische Lagerstättenbilder, Abbildungen von Stufen, Mikrophotographien sowie Zeichnungen besonders anschaulich gemacht und sei aus ihr hervorgehoben, daß sich schon in der Zone des Polyhalithalits Anzeichen von Umwandlungen (Anhydrit zu Polyhalit) vorfanden und sich besonders im Bereiche des anhydritischen Carnallithalits (m 82—114)

häuften (u. a. Verschwinden der Schnüre, Mikrostruktur des Steinsalzes). Auch die häufigen, ab und zu mit Laugenvorkommen verbundenen Nestbildungen deuten auf den großen Umfang der stattgefundenen Laugenzirkulationen hin, ebenso u. a. Pseudomorphen von feinkörnigem Kieserit nach Sylvin.

Bei der Untersuchung von Schlammproben des grauen Salztons zeigte sich ein unerwartetes Auftreten organischer Reste in Gestalt von Coniferenpollen, die in der Hauptsache einer Art zugehören und wodurch das früheste Vorkommen der Abietineen bis in den oberen Zechstein verlegt wird. Auf Grund dieses Fundes stellte Verf. die Pollen auch im Salztone anderer Kalisalzwerke sowie in tonigen, den Salzlageren eingeschalteten Schnüren fest.

M. Naumann.

F. Engel: Beitrag zur chemisch-petrographischen Kenntnis der Kalisalzlagerstätte von Salzdetfurth. Diss. Leipzig 1913.

Verf. gibt zunächst eine kurze Übersicht über die Lagerungsverhältnisse des im Sattelkern des Hildesheimer Waldes gelegenen Werkes, ohne näher auf die komplizierte Tektonik einzugehen. Er berichtet vielmehr sodann über eine chemisch-petrographische Untersuchung der Salzfolge von Salzdetfurth.

Er unterscheidet dabei zwischen „älterer primärer“ und „jüngerer primärer“ Salzfolge einerseits und zwischen „älterer deszendenter“ und „jüngerer deszendenter“ Salzfolge andererseits; erstere sind in einem in 700 m Teufe durch den Kern des Salzgebirges gelegten Profil I, letztere in einem durch das nördliche Salzlager sich erstreckenden Profil II untersucht. Die Probenahme wird an der Hand von Profilskizzen erläutert.

1. Profil I.

Die entnommenen Hackproben wurden teilweise durch quantitativ-chemische Analyse, teilweise nach der sogen. gravimetrisch-optischen Methode untersucht. Auf Grund der dabei gewonnenen Resultate gliedert sich die ältere Steinsalz- und Carnallitzone wie folgt:

Älteres primäres Steinsalz von m 0—61:

Polyhalithalit	von m 0—27
Kieseritischer Anhydrithalit	„ „ 27—41
Anhydritischer Kieserithalit	„ „ 41—50
Carnallitischer Kieserithalit	„ „ 50—57
Kieseritischer Carnallithalit	„ „ 57—61

Älteres primäres Carnallitgestein von m 61—95:

Kieseritischer Halitcarnallit	von m 61—75
Halitischer Kieseritcarnallit	„ „ 75—80
Anhydritisch-kieseritischer Halitcarnallit	„ „ 80—95

Das Profil ähnelt dem Berlepschprofil sehr und stimmt mit ihm auch in bezug auf Mengenverhältnisse gut überein.

Auf diese vom Verf. im einzelnen näher beschriebene Salzfolge legt sich der 15 m mächtige graue Salzton auf, von dem je eine Probe aus dem liegenden und oberen Teile quantitativ analysiert wurde. Es ergab sich dementsprechend eine tonig-anhydritische bezw. tonig-magnesitische Beschaffenheit.

Von der jüngeren Salzfolge ist besonders der auf den Hauptanhydrit folgende „Lettenbesteg“ (20 cm mächtig) zu erwähnen, der in seiner chemischen Zusammensetzung dem oberen grauen Salzton sehr ähnlich ist.

2. Profil II.

Die Salzgesteine dieses Profiles wurden nur durch Trennung auf ihre mineralogische Zusammensetzung untersucht und bestehen aus:

Deszendente	älterem	Steinsalz,
„	„	Sylvinhalit,
„	„	Carnallit,
Hauptanhydrit,		
deszendente	jüngere	Steinsalz.
„	„	Kalisalz (Halitcarnallit und Sylvinhalit).

Aus den oberen Teilen des älteren deszendente Steinsalzes ist besonders das Auftreten von Langbeinit bis zu 30 % erwähnenswert, das auch im Berlepschschachte ein Analogon hat.

In einem petrographischen Abschnitt sind ferner die Salzgesteine nach ihrem makroskopischen und mikroskopischen Befunde näher beschrieben und hierbei charakteristische mikroskopische Bilder durch wohlgelungene Zeichnungen anschaulich wiedergegeben.

Schließlich ist noch zu erwähnen, daß Verf. Polyhalit in Dünnschliffen aus der Polyhalitzone Salzdetfurths z. T. in gut ausgebildeten bis 2 mm langen Kristallen vorfand, die ebenfalls abgebildet sind. Die vorgenommenen Messungen für zwei Winkel $o:o = 115^\circ$ und $o:T = 122\frac{1}{2}^\circ$ stimmen gut mit einer alten von Haidinger herrührenden Angabe für den Polyhalit von Aussee überein. 2V wurde nach der Wright'schen Methode zu ca. 73° ermittelt.

M. Naumann.

J. Schlunck: Salzlager und Kalisalze im oberen Buntsandstein (Röt). (Kali. 1913. Heft 12—16.)

Verf. gibt zunächst eine statistische Zusammenstellung der für Röt-salz bisher bekannten Daten und schildert die Anzeichen ehemals vorhandener Salzlager in den Tagesaufschlüssen, wie wir sie vorzugsweise in den Flußtäälern (z. B. Saale, Unstrut, Werra) finden und die vor allem in Gips- und Solevorkommen bestehen, sowie die Ergebnisse der Tiefbohrungen, in welchen im Gegensatz dazu das Röt-salz zum größten Teil noch nicht ausgelaugt vorkommt. Das auf einem Anhydritfundament ruhende Salzflöz beschränkt sich in der Hauptsache auf die untere Stufe des Röts und besteht aus einem durchschnittlich 70—80 m mächtigen Steinsalzhorizont, dem vereinzelt auch Kalisalze von untergeordneter Be-

deutung eingeschaltet sind. Der Vergleich der einzelnen Profile ergibt, daß das Rötssalzlager ebenso wie die Zechsteinlager *horizontbeständig* ist und seine regionale Verbreitung der des Zechsteinsalzes zum mindesten entspricht. Es verdankt demnach seine Entstehung einem einheitlichen großen Becken; gewisse Umstände deuten nach Meinung des Verf.'s darauf hin, daß die Wiederauflösung von Zechsteinsalzen zu wiederholter Salz- bildung im Röt geführt hat.

In bezug auf die petrographische und mineralogische Beschaffenheit der Rötssalze erwähnt Verf. vor allem die grobspätige Struktur, das Vorkommen von Anhydrit in Schnüren („Jahresringen“) oder in Verwachsung mit Steinsalz, die Funde von bis 4 cm großen Glauberkristallen mit den Flächen (001), (111), ($\bar{1}\bar{1}\bar{1}$), (110), (112), (334), (210)? sowie die im Salz schwebenden roten Flocken, die aus strahligem Polyhalit bzw. Anhydrit mit einer Umkrustung von Eisenoxyd bestehen und eventuell als Unterscheidungsmerkmal der Rötssalze dienen können. Der Polyhalit erweist sich auf Grund der Dünnschliffuntersuchungen als Umwandlungs- produkt von Anhydrit.

M. Naumann.

C. Rühle: Der Aufbau der Kalisalzlagerstätte des Bernburger Sattels, insbesondere des älteren Lagers von „Solvay in Preußen“. (6. Jahresber. Niedersächs. geol. Vereins zu Hannover, 1913. Diss. Leipzig 1913.)

Das Kalisalzvorkommen des Bernburger Sattels besteht auf beiden Flügeln vornehmlich im Liegenden aus Carnallithalit, im Hangenden aus Hartsalz; beide Horizonte werden im allgemeinen durch ein Steinsalz- zwischenmittel getrennt. Außerdem findet sich aber ein eigentümliches, anscheinend linsenförmiges Kalisalzvorkommen inmitten des älteren Steinsalzes unterhalb des Carnallitlagers vor; es wurde bisher als „älteres Lager“ bezeichnet. Um dessen Zusammenhang mit dem Hauptlager kennen zu lernen und die Tektonik besonders im Felde von „Solvay in Preußen“ zu klären, hat Verf. systematisch eingehende mikroskopisch- petrographische Untersuchungen der Salzfolge vorgenommen, wobei er sich der sogen. gravimetrisch- optischen Methode, der Mikroanalyse und des Dünnschliffs bedient. Für die Anfertigung des Schliffes gibt er ein neues Verfahren mittels verschiedener Schmirgel- und Sandpapiere ohne Verwendung von Öl an.

Vom Schachte nach dem Hangenden zu ist zunächst eine Anhydrit-, Anhydrit-Glauberk- (das Auftreten von Glauberk ist besonders bemerkens- wert), Polyhalit-, Vanthoffit-, Loewit-, Langbeinit- und Kieseritzone zu konstatieren, auf welche dann das aus Hartsalz und Carnallit bestehende „ältere Lager“ folgt. Über demselben wiederholen sich nun die eben- genannten Zonen in umgekehrter Reihenfolge, die Schichten unter und über dem „älteren Lager“ verhalten sich demnach spiegelbildlich gleich. Nachdem auch festgestellt wurde, daß unter-

halb des eigentlichen Carnallitlagers dieselben Schichten wie unter dem „älteren Lager“ vorkommen, erklärt Verf. die Entstehung des „älteren Lagers“ durch gewaltige Faltungsvorgänge, wie aus der der Abhandlung beigegebenen Profiltafel sehr klar und übersichtlich hervorgeht. Auch das Vorkommen von Hartsalz über dem Carnallithalit (getrennt durch Steinsalz) beruht auf Faltung.

Durch rein petrographische Untersuchungsmethoden ist somit eine wichtige Klärung komplizierter tektonischer Verhältnisse im Salzgebirge erreicht worden. Das vom Verf. konstruierte Profil ist mit dem des Berlepschschachtes zu parallelisieren.

Die Loewit-Vanthoffzone sowie die Langbeinit- und Hartsalzzone sind als Umwandlungszone aufzufassen und aus einer ursprünglichen Kieserit- bzw. Carnallitregion in der Weise herzuleiten, daß bei reichlichem Carnallitgehalt Hartsalz, bei geringerem Langbeinit und Kainit sowie beim Fehlen von Carnallit Loewit und Vanthoffit entstanden sind. Die durch Faltung komplizierten Verhältnisse lassen sich demnach schließlich auf folgendes einfache ursprüngliche Profil zurückführen:

Carnallitgestein (ev. umgewandelt zu Hartsalz),
 Umwandlungszone (aus Kieseritzone entstanden),
 Polyhalitzone,
 Anhydritglauberitzone,
 Anhydritzone.

M. Naumann.

Görgey, R.: Über die Kristallform des Polyhalit. (Min.-petr. Mitt. 33. 48—102. 3 Taf. 13 Fig. 1914.)

Rózsa, M.: Über die chemisch-quantitative Zusammensetzung der Staßfurter Salzablagerungen. (Zeitschr. f. anorg. Chem. 90. 377—385. 1914.)

Kling, P.: Das Tachyhydritvorkommen in den Kalisalzagerstätten der Mansfelder Mulde. (Centralbl. f. Min. etc. 1915. 11—17, 44—50. 8 Tab. 8 Fig.)

Diamant.

Lotz, H., J. Böhm und W. Weißermel: Geologische und paläontologische Beiträge zur Kenntnis der Lüderitzbuchter Diamantablagerungen. (Beitr. z. geol. Erforsch. d. deutsch. Schutzgebiete. 5. 14 Taf. 10 Textfig. Berlin 1914.)

Die deutschen Diamanten und ihre Gewinnung. Eine Erinnerungsschrift zur Landesausstellung Windhuk 1914. Herausg. von den Förderern. 95 p. 26 Taf. 1 Karte. Berlin 1914.

Kohlen. Erdöl.

- Böker, H. E.: Einige Bemerkungen zu der „Diskussion über die Kohlenvorräte der Welt“ gelegentlich des XII. Internationalen Geologenkongresses in Toronto (Kanada). (Centralbl. f. Min. etc. 1914. 621—627.)
- Weber, K. A.: Der Kohlenbergbau von Anina und Rescza unter besonderer Berücksichtigung der Gasausbrüche auf der Domangrube. (Glückauf. 1914. 559—664, 700—705. 11 Fig.)
- Weithofer, K. A.: Beiträge zur Kenntnis fossiler Kohlen. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 22. 249—262. 1914.)
- Stahl, R.: Aufbau, Entstehung und Geschichte mecklenburgischer Torfmoore. 50 p. Fig. Diss. Rostock 1913.
- Doss, B.: Ein Vorkommen von Grahamit im Silurkalk bei Kunda in Estland. (Centralbl. f. Min. etc. 1914. 609—615.)
- Adiassevich, A.: The Russian Oilfields. (Americ. Inst. Mining Eng. Bull. 89. 855—868. 2 Fig. 1914.)
- Bonarelli, G.: La Estructura Geologica y los Yacimientos Petroliferos del Distrito Minero de Oran, Prov. Salta. (Ministerio di Agricultura, Direccion de Minas. Ser. B. Bol. 9. 43 p. 1 Taf. 1914.)
- Höfer, H. v.: The Origin of Petroleum. (Americ. Inst. Mining Eng. Bull. 89. 869—880. 1914.)
- Mendel, J.: Zur Entwicklung der Ölfelder Persiens. (Petroleum. 9. 1369—1373. 1 Taf. 1914.)
- Olszewski, St.: Die industrielle Bedeutung des Rohölgebietes von Bitkow (Ostgalizien). (Petroleum. 9. 1429—1435, 1501—1506, 1567—1569. 1 Taf. 2 Fig. 1914.)
- Pascoe, H. E.: Petroleum Occurrences of Assam and Bengal. (Mem. Geol. Surv. 80 p. 15 Taf. 1914.)
- Röhrer, F.: Asphalt im Rotliegenden des unteren Murgtales. (Jahresb. u. Mitt. Oberrheinisch. Geol. Ver. N. F. 4. 89—91. 1914.)
- Schiller, W. und E. Langobardi: Estudios sobre la formacion petrolifera argentino-boliviano. (Revista del Museo de La Plata. 20. 1913.)
- Söhle, U.: Die Asphaltindustrie bei Eschershausen im Kreise Holzminden. 45 p. 18 Fig. 1914.
- Snyder, L. C.: Petroleum and Natural Gas in Oklahoma. 196 p. Taf. u. Fig. 1913.
- Stahl, A. F.: Über einige neue Erdölfelder im Gouvernement Baku. (Petroleum. 9. 1185—1189. 3 Fig. 1914.)
- Wheeler, H. A.: The Illinois Oil Fields. (Americ. Inst. Mining Eng. Bull. 89. 881—912. 5 Fig. 1914.)
- Barnett, V. H.: The Moorcroft Oil Field and the Big Muddy Dome, Wyoming. (U. S. Geol. Surv. Bull. 581-C. 35 p. 2 Taf. 1 Fig. 1914.)

Europa.**c) Deutsches Reich.**

- Busz, K.: Westfalen. Die nutzbaren Gesteinsvorkommen Deutschlands. (Handb. d. Steinindustrie. 1. 30 p. 13 Fig. 1915.)
- Beutell, A. und K. Heinze: Die Genese der Arsenerzlagerstätten von Reichenstein in Schlesien. (Centralbl. f. Min. etc. 1914. 592—604. 15 Fig.)
-

g) Spanien. Portugal.

- Grosch, P.: Die Eisenerzlagerstätten von Bilbao. (Geol. Rundsch. 5. 393—400. 1914.)
-

Asien. Malaischer Archipel.

- Katō, Takeo: The Pyrrhotite Tin Vein of the Mitatē Mine, Prov. Hyūga, Japan. (Journ. Geol. Soc. of Tokyo. 21. 9—31. 2 Pls. 1914)
-

Afrika. Madagaskar.

- Ball, S. H. and M. K. Shaler: Economic Geology of the Belgian Congo. (Econ. Geol. 9. 605—663. 1 Taf. 18 Fig. 1914.)
- Duparc, L.: Sur les sables noirs de Madagascar et leur prétendue richesse en platine. (Arch. sc. phys. et nat. Genève. (4.) 118. 37—46. 1914.)
-

Nord-Amerika. Mexiko.

- Winchell, A. N.: Mining Districts of the Dillon Quadrangle, Montana, and adjacent areas. (U. S. Geol. Surv. 1914. Bull. 574. 191 p. 8 Taf. 16 Fig.)
- Richards, R. W. and G. R. Mansfield: Geology of Phosphate Deposits Northeast of Georgetown, Idaho. (U. S. Geol. Surv. 1914. Bull. 577. 76 p. 14 Taf. 3 Fig.)
- Eakin, H. M.: The Iditarod-Ruby Region, Alaska. (U. S. Geol. Surv. Bull. 578. 45 p. 6 Taf. 1 Fig.)
- Umpleby, J. B.: Ore Deposits in the Sawtooth Quadrangle, Blaine and Custer Counties, Idaho. (U. S. Geol. Surv. Bull. 580-K. 29 p. 2 Taf. 1 Fig. 1914.)
- Hess, F. L. and W. T. Schaller: Colorado Ferberite and the Wolframite Series. (U. S. Geol. Surv. 1914. Bull. 583. 75 p. 14 Taf. 35 Fig.)
- Sanford, S. and R. W. Stone: Useful Minerals of the United States. (U. S. Geol. Surv. Bull. 585. 250 p. 1914.)

- Dale, T. N. and others: Slate in the United States. (U. S. Geol. Surv. Bull. 586. 220 p. 26 Taf. 18 Fig. 1914.)
- Brooks, A. H. and others: Mineral Resources of Alaska-Report on Progress of Investigations in 1913. (U. S. Geol. Surv. Bull. 592. 424 p. 17 Taf. 13 Fig. 1914.)
- Smith, G. O.: Our Mineral Reserves-How to make America Industrially Independent. (U. S. Geol. Surv. 1914. Bull. 599. 48 p.)
- Umpleby, J. B.: The genesis of the Mackay Copper Deposits, Idaho. (Econ. Geol. 9. 307-358. 1914.)
- Turner, H. W. and A. F. Rogers: A geologic and mikroskopie study of a Magmatic Copper Sulphide Deposit in Plumas County, California, and its modification by ascending secondary enrichment. (Econ. Geol. 9. 359-391. 1914.)
- Butler, B. S.: Geology and Ore Deposits of the San Francisco and adjacent Districts, Utah. (Econ. Geol. 9. 413-434. 1 Taf. 2 Fig. 1914.)
- Lindgren, W. and W. L. Whitehead: A Deposit of Jamesonite near Zimapan; Mexico. (Econ. Geol. 9. 435-462. 11 Fig. 1914.)
- Ray, J. C.: Paragenesis of the Ore Minerals in the Butte District, Montana. (Econ. Geol. 9. 463-481. 7 Taf. 1914.)
- Butler, B. S.: Geology and Ore Deposits of San Francisco and adjacent Districts, Utah. Part II. (Econ. Geol. 9. 529-558. 1914. 9 Fig.)
- Hess, F. L.: A Hypothesis of the Origin for the Carnotites of Colorado and Utah. (Econ. Geol. 9. 675-688. 1914.)
- Memoria de la Comisión del Instituto Geológico de México que exploró la Región Norte de la Baja California. (Parergones del Instituto Geológico de México. 4. núm. 2-10. p. 89-534. Taf. I-CXII. México 1913.)
- Böse, E. y E. Wittich: Informe relativo a la exploracion de la region norte de la costa occidental de la Baja California. (Parergones del Instituto Geológico de México. 4. núm. 2-10. 307-534. 24 Taf. México 1913.)

Zentral-Amerika. Süd-Amerika.

- Jimenez, C. P.: Estadística Minera en 1912. (Boletín del Cuerpo de Ingenieros de Minas del Perú. 80. 125 p. Lima 1914.)
- Brüggen, J.: Contribucion a la jeología del Valle del Huasco i del Departamento de La Serena, con una breve descripción de los yacimientos de fierro. (Sociedad Nacional de Minería. 14 p. Santiago de Chile 1914.)
- Los carbones del valle lonjitudinal i la zona carbonífera al sur de Curanilahue en la provincia de Arauco. (Sociedad Nacional de Minería. 56 p. 6 Kart. 16 Fig. Santiago de Chile 1914.)
- Los abonos fosfatados i los yacimientos de apatita de Freirina. (Sociedad Nacional de Minería. 12 p. 1 Taf. Santiago de Chile 1914.)
- Informe sobre las exploraciones jeológicas de la rejion carbonífera del sur de Chile. (Sociedad Nacional de Minería. 61 p. 13 Kart. 15 Fig. Santiago de Chile 1913.)

Geologische Karten.

Lieferung 169 der geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. 1:25 000. 5 Blätter mit Erläuterungen, 1 Übersichtskarte und 1 Lichtdrucktafel.

Blatt Köslin	bearbeitet durch	L. FINCKH,
„ Bulgrin	„	O. SCHNEIDER und H. MENZEL,
„ Seeger	„	L. FINCKH,
„ Boissin	„	O. SCHNEIDER,
„ Groß-Tychow	„	L. FINCKH.

Das auf diesen Blättern dargestellte Gebiet gehört zum Regierungsbezirk Köslin und umfaßt Teile der Kreise Köslin, Belgard und Bublitz. Es gehört größtenteils in die breite, durch weit verzweigte diluviale Talbildungen gekennzeichnete Zone auf der nördlichen Abdachung des uralisch-baltischen Höhenrückens, die sich zwischen der eigentlichen Grundmoränenlandschaft und den Endmoränengebieten auf dem Höhenrücken selbst und der fruchtbaren Grundmoränenebene des Küstengebietes ausdehnt. Dieses Gebiet grenzt im Süden an den unter der Bezeichnung „Pommersche Schweiz“ bekannten Teil des Höhenrückens in der weiteren Umgebung des Bades Polzin. Am geologischen Bau dieser Gegend beteiligen sich vorwiegend diluviale und alluviale Bildungen. Vordiluviale, und zwar tertiäre Schichten treten in etwas größerer Ausdehnung nur am Gollen bei Köslin an die Oberfläche, dagegen erscheinen sie in kleineren Flächen, sowie in künstlichen oder natürlichen Aufschlüssen an zahlreichen Stellen, besonders im nördlichen und westlichen Teil des Gebietes. Abgesehen von dem Vorkommen von Oligocän bei Ristow auf Blatt Boissin gehören diese Bildungen vorwiegend dem Miocän an. Das Vorhandensein von Kreide und Jura im tieferen Untergrund ist nur durch einzelne Bohrungen bekannt geworden. Das Diluvium gehört vorwiegend der jüngsten Vereisung an. Ob ein Teil der diluvialen Bildungen zweifelhafter Stellung als Ablagerungen einer älteren Eiszeit anzusehen ist, kann mangels vorhandener Interglazialschichten nicht mit Bestimmtheit gesagt werden. Von besonderem Interesse sind in diesem Gebiete die diluvialen Talsande, die als Ablagerungen in Stauseen am Rande des abschmelzenden Inlandeises aufgefaßt werden. Die Talsandflächen werden in mehrere Stufen eingeteilt, die verschiedenen Eisrandlagen entsprechen.

Geol. Landesanstalt.

Topographische Geologie.

Deutschland.

- Scupin, H.: Beiträge zur Geologie des östlichen Harzvorlandes. 1. Die Kuppel des Tierberges bei Wettin. (Zeitschr. f. Naturwissenschaften. 1914. 85. 119—126.)
- Beiträge zur Geologie des östlichen Harzvorlandes. 2. Die Porphyrbreccien des Saaletales zwischen Halle und Wettin. (Ebendas. 1914. 355—380.)

- Scupin, H.: Das Alter der Hallischen Braunkohlen. (Zeitschr. d. k. preuß. geol. Landesanst. 1914. 35. I/2. 282—291.)
- Tilmann, Norbert: Die Vulkane der Eifel und die Notwendigkeit ihres Schutzes. Eifel-festschrift, 1913. 124—152. 15 Abb.
- Jentzsch, A.: Das Präzisions-Nivellement Lauenburg—Neustadt—Rheda. Eine Studie zur Frage nach senkrechten Bodenbewegungen. (Jahrb. d. k. geol. Landesanst. 1913. 33. II/2. 367—384. 2 Karten.)

Alpen.

Hugo Mylius: Geologische Forschungen an der Grenze zwischen Ost- und Westalpen. 1. Teil: Beobachtungen zwischen Oberstdorf und Maienfeld. München 1912. 14 Taf. (3 Karten), 47 Fig. p. 1—153.

Um sich über die großen Schübe im Grenzgebiet der Ost- und Westalpen Klarheit zu verschaffen, trat MYLIUS, der bekannte Autor zweier trefflicher Monographien über den hinteren und mittleren Bregenzer Wald, nun auf breiterer Basis an die Erforschung der Kontakte zwischen den regionaltektonischen Einheiten sowie der Sonderstrukturen in den einzelnen Zonen heran.

Der vorliegende 1. Band hält sich an die zwischen Iller und Rhein, zwischen Oberstdorf und Maienfeld gespannte Gebirgsstrecke.

Auf Grund seiner Übersichtsbegehungen ist MYLIUS unter Revision der früher von ihm geäußerten Anschauungen zu dem Schluß gekommen, daß weder die gewaltigen, nach Nord eilenden Fernschübe, wie sie vornehmlich die STEINMANN-Schule verfißt, noch auch die große gegen West vorstoßende Massenverfrachtung im ROTHPLETZ'schen Sinn erweisbar sind. Er sieht jetzt das Wesentliche im Gebirgsbau in verschieden gerichteten, fast ausschließlich aus Überfaltung hervorgegangenen Nahschüben. Und so erblickt er seine Aufgabe darin, dieses Prinzip als Kreide- und Flyschland und die Triasmassen der Ostalpen beherrschend dem Leser vorzuführen.

Das vorliegende Werk ist darum weit davon entfernt, etwa eine Zusammenfassung unseres ganzen Wissenschatzes über das weite Berggebiet zu bringen. MYLIUS läßt mit Absicht nicht nur die gesamte ältere Literatur unberücksichtigt — obwohl ja vielenorts die Baupläne älterer Forscher (vor allem RICHTHOFEN's) zu neuem Leben erweckt scheinen —, er benützt auch die neuere nur antithetisch, sofern eben eine allzu abweichende Deutung desselben Gegenstands zur Erwähnung zwang. Man wird angesichts des Vorteils, solch grundlegende Fragen des Alpenbaus von einem durch langjährige Beobachtungen gestützten, erheblich von anderen modernen Darstellungen abweichenden Standpunkt aus einheitlich beleuchtet zu sehen, der knappen, nahezu jede Diskussion vermeidenden Schreibweise des Autors viel zugute halten. Der mit diesem Stoffe und Gebiete nicht völlig vertraute Leser wird allerdings darum nur schwer ein zutreffendes Bild davon gewinnen können, wieviel von den älteren

und von neu auftauchenden Problemen MYLIUS zu lösen vermochte, wie viele auch unbesprochen blieben. Als verletzend aber dürfte nicht nur von den dadurch besonders Betroffenen mitunter der Ton empfunden werden, in dem MYLIUS sich an einigen Stellen des vorliegenden Werkes, wie besonders in den unten besprochenen Kritiken, mit seinen Gegnern auseinandersetzt.

Zur Einführung dienen zwei allgemeine Kapitel über Stratigraphie und Fazies und über die Dislokationsformen.

Als Wichtigstes aus ersterem sei hervorgehoben, daß MYLIUS alle Gesteine restlos auf helvetische oder ostalpine Fazies verteilen zu können glaubt. Das Vorhandensein einer dritten „lepontinischen“ Fazies wird geleugnet. Das helvetische Meer soll bald ins Gebiet des ostalpinen, dieses wiederum in jenes des helvetischen „übergreifen“ haben. Allerdings schildert MYLIUS im weiteren Verlauf selbst ausgedehnte Mischfaziesgebiete zwischen echt ostalpinen und echt helvetischer Entwicklung. Bedenken muß erregen, wenn der außerkalkalpine Flysch schlechthin dem Eocän und vielleicht noch Oligocän zugerechnet wird. Sollten spätere, tiefer in die Flyschfrage dringende Arbeiten zu anderer Altersauffassung kommen, so wären dadurch nicht nur die stratigraphischen, sondern auch manche regionaltektonischen Schlüsse von MYLIUS gefährdet.

Die übersichtliche Zusammenstellung der erst seit kurzem besser gewürdigten ostalpinen Kreideschichten sei hier wiederholt:

Zu unterst über Jura: 1. Mächtige Konglomerate und Brekzien der Gosauschichten. Auf 1 oder unmittelbar konkordant [? wohl diskonform. Ref.] auf Jura 2. Sandsteine, Kieselkalke, Mergel und Tonschiefer von Flyschhabitus; bis über 200 m stark; z. T. altcretacisch! 3 Helle mergelige Foraminiferenschiefer und Kalke mit *Pithonella ovalis*, z. T. rote und grüne Seewenschiefer (= Couches rouges = Nierentaler), entweder auf 1 oder 2. 4. Häufig ist 3 von 4: Flysch überlagert, nach MYLIUS vermutlich teilweise eocänen Alters [was jedoch bei dem allgemein verbreiteten paleocänen Hiatus und der Analogie mit der Nierentaler Flyschfazies des Salzkammerguts unwahrscheinlich sein dürfte. Ref.].

Die Beobachtung von MYLIUS, daß auch belemnitenführender Liasfleckenmergel schon Flyschhabitus tragen kann, hat vielleicht für spätere regionale Vergleiche Bedeutung.

In dem tektonischen Kapitel wird Nachdruck gelegt auf die Unterscheidung der aus Überfaltung oder Bruch hervorgehenden Überschiebungen. Werden im helvetischen Gebiet einige Beispiele für die zweitgenannte Überschiebungsart erkannt, so sind doch auch im ostalpinen nach MYLIUS Faltenüberschiebungen herrschend. Eine kombinierte Falten-Bruchüberschiebung könnte die große ostalpine Deckenbildung darstellen.

Faltenüberschiebung jüngeren Gesteins auf älteres, aus Reduktion der Gewölbeschenkel unter Anstauung der jüngeren Schichten entstanden, ist im Triasgebirge durch den weicheren Kössener Horizont begünstigt.

Eine besondere Rolle weist MYLIUS den Quetschzonen zu, Streifen heterogener Gesteine zwischen zwei Schubmassen. Genetisch handelt es

sich um Abkömmlinge gequälter Mulden oder Gewölbe. Nur die Quetschmulden haben regionale Verbreitung.

Für die Ableitung der Schubmassen glaubt Autor ein sicheres Mittel gefunden zu haben (l. c. p. 28): „Wenn eine Überschiebungslinie im Streichen eines Faltenystems verläuft und dann auf einmal im Mittelschenkel einer überkippten Falte zu erkennen gibt, daß sie sich aus dessen Reduktion entwickelt, so ist die Bewegung auf der Schubfläche zweifellos aus der gleichen Richtung erfolgt, aus der auch das Faltenystem erzeugt wurde.“ Es bleibt aber der auf der Hand liegende Einwand unerwogen, daß heute schon in weiten ostalpinen Gebieten die zeitliche Unabhängigkeit von Faltung, Schub und Nachfaltung feststeht, so daß Verschiedenheit des Impulses und Richtungsänderung der wirksamen Kraft wohl ermöglicht ist.

Die häufig wahrzunehmende Versteilung der Schubflächen — eine in den Ostalpen immer wiederkehrende Beobachtungstatsache allgemeiner Bedeutung — wird auf sekundären Tangentialdruck der gleichen Richtung zurückgeführt.

Es folgt nun die Besprechung eines Nordalpenquerschnitts (1:50 000) längs der Bregenzer Ache zum Auenfelder Joch und über den Flexensattel ins Klostertal. Neues bringt die südliche Strecke Lech-Stuben: einen interessanten Abstau von Jura und Gosauflisch am Omeshorn, kräftige Überschiebung an den Wildgrubenspitzen und gegen Süd gerichtete Faltung nahe der Grenze zum Kristallin. Man darf wohl die erwähnten Schübe mit jenen AMPFERER's an der Parseierspitz in Verbindung denken und bedauert, daß es MYLIUS unterläßt, an die ausgezeichneten Aufnahmeergebnisse AMPFERER's anzuknüpfen. Dasselbe Versäumnis macht sich empfindlicher geltend bei dem Verfolg der tiefgreifenden Mohnenfluhüberschiebung nach Ost. MYLIUS will gerade da die mächtige Deckenbewegung in normalen Verband überführen, wo wir aus AMPFERER ein ganzes Geflecht von Bewegungsflächen die Valuga im Nord umgürtend wissen! Befremden wird hier auch das Tauchmuldenprofil 12 mit einer Faltungsrichtung nach SW. Und etwas gezwungen muß die neue Deutung des Aarhorns anmuten als gleich den Schuppenkeilen der Juppenspitze nahe Bürsteggs aus dem Untergrund gefördert (1909 von MYLIUS als Schubinsel der Lechtaldecke aufgefaßt). Aus dem steilen Südfallen der Fleckenmergel in Fig. 3 von 1909 wird jetzt nahezu horizontale Lagerung!

Kapitel IV ist dem ostalpinen Gebirge zwischen Zitterklappen und Nebelhorn nördlich des Lechs gewidmet. Die Triaszüge bilden meist nach N überliegende Gewölbe, die jüngeren Schichten (Lias bis Gosauflisch) füllen Mulden, die vielfach zu Quetschstreifen zerstört sind. Ein Leitmuldenzug ist von den Fürschießerwänden an der Trettach über Rappensee—Hochkrumbach—Schröcken—Rothorn bis zum Schadonapaß zu verfolgen, am Haldenwanger Kopf mit einem südlichen Absenker über Wart zur Krumbacher und Auenfelder Alpe. Im SW begrenzt die Mohnenfluh Schubmasse, im SO die am Biberkopf aus Überfaltung entstehende Lechtaler Überschiebung. Die in sich verfaltete und verschuppte Trias im Norden des Muldenzugs schließt vom Zitterklappen bis zum

Widderstein Quetschmulden ein, deren Entstehung aus normalen Mulden im Streichen nachgewiesen wird. Hier fanden sich auch die „couches rouges“ in sicherem ostalpinem Gebiet. Eine tiefere ostalpine Vorschuppe überfährt an der Bärenweide Aptychenjura und Gosauflysch (?), trägt aber dieselben Gesteine im Süden in Halbmuldenform. Zu diesen rechnet MYLIUS im Gegensatz zu ROTHPLETZ und PONTOPPIDAN Flysch und Seewenschichten vom Fideripaß und Warmatsgundtal; er läßt jedoch die für diese Auffassung scheinbar ungünstigen Aufschlüsse von Jura mitten untern Hauptdolomit der Hochgauspitz und im Griesgundtobel unbesprochen.

MYLIUS hält die im Triasgebirge herrschende Überfaltungsmechanik auch für einen Beweis, daß das Triasgebirge infolge Überfaltung dem Flysch auflage — eine kaum zwingende Folgerung. Und allseitiger Widerspruch wird sich gegen den weiteren Versuch erheben, für das ostalpine Gebiet die Berechtigung der Bezeichnung „Schuppenstruktur“ anzuzweifeln. Diese bezeichnet ja nicht das entstehende, sondern das heute fertig vor Augen liegende Bild und wird vielerseits ausdrücklich aus überangestrenzter Faltung abgeleitet (so WILCKENS, Grundzüge der tektonischen Geologie, p. 33).

Besonders beachtenswert sind die Ergebnisse MYLIUS' in den folgenden Abschnitten über helvetische Kreide, Flysch- und Klippengebiet.

Es glückt der Nachweis weit nach Ost bis zur Iller vordringender Flyschzungen. 6 von Nord nach Süd hinter- und aufeinander folgende Schubflächen schließen die Scherkörper zwischen sich. An der wichtigsten, südlichsten Bahn wurden Seewenschichten und Flysch von Riezlern bis zum Rhein über die ältere helvetische Kreide bewegt. Östlich verdichten sich die Bahnen zu einer großen, durch Druck aus Ost verzerrten Überschiebung von Flysch auf Flysch mit zwischengeklebten Seewenschichten in Linie Hinnang-Imberg. Der Grünten erfreut sich tektonischer Sonderstellung; sein Äquivalent läge westlich der Iller unter der nördlichen Flyschmasse.

Es fällt auf, daß MYLIUS die nördlichen Schubflächen alle in der Nähe der Feuerstätter Klippen enden läßt, gerade da, wo diese Flächen die Klippengesteine durch die Kreide hindurch gefördert hätten. Hier deutet vielleicht doch die von MYLIUS übergangene Arbeit WEPFER's auf regionale Zusammenhänge größeren Linienwurfs.

Der fazielle Mischcharakter der Juraklippen, ihre Vergesellschaftung mit Seewenschichten und „typischen Gosaukonglomeraten und Breccien“ [eine mangels jeglicher Fossilien etwas gewagte Bezeichnung. Ref.] wird uns geschildert. In grünlichschwarzen Kieselkalken der Klippenumgebung möchte Verf. Gault vermuten; dieselben Gesteine bilden aber über die ganze südbayerische Flyschzone hin eine für die Sandsteingruppe bezeichnende Erscheinung. Den überwiegend ostalpinen Charakter der Klippen, die somit als Keile mit nach unten ausspitzen Enden auf Flysch geschoben und von Flysch überschoben wären, führt MYLIUS auf eine primäre Faziessignoide zurück, deren Krümmung durch späteren Schub und Fal-

tung gesteigert wurde. Die Klippenschubflächen werden — allerdings ohne Untersuchung der Eigenstruktur des Flysches — konstruktiverweise mit den Schubebenen 2—4 des östlichen Kreidegebiets in Verbindung gesetzt. Die älteren kristallinen Gesteine des Bolgen u. a. m. erfahren eine tektonische Gleichstellung mit den Klippen, wobei die Frage nach ihrer eigentlichen Abkunft offen bleibt; die jüngeren Eruptiva sollen zu einem Teil aktiv an tektonischen Lockerungsstellen emporgestiegen sein.

Kapitel 5 und 6 beschäftigen sich mit dem westlichen Rätikon und dem diesem benachbarten und wesensverwandten Hohen Frassen bei Bludenz.

Es werden 6 Schuppen unterschieden, die, durch bogenförmige Quetschzonen getrennt, von WNW nach OSO aufeinanderfolgen. Die Quetschzonen sind ansehnlicher im nordöstlichen Teil, verarmen im südlichen und nach Südost gerichteten. Diese Asymmetrie deutet auf zeitlich getrennte Tektonik: eine ältere Faltung mit überwiegender S—N-Komponente und einen jüngeren Schuppenstau aus Ost. Die Quetschstreifen sollen auch hier zwischen erdeinwärts konvergierenden Flächen liegen und dem hangenden Triasgebirge entstammen. Ihre Ableitung aus normalen Mulden gelingt jedoch hier nicht mehr; der Anschluß der typischen Rätikonstruktur des Hohen Frassens nach Ost an die früher beschriebenen Verhältnisse im ostalpinen Gebirge nördlich des Kloostertals wird nicht gegeben; und auffälligerweise sind zumeist die liegendsten Glieder der Triasschuppen, d. h. die Gesteine der Deckenbasis, in engster tektonischer Verknüpfung mit den angenommenen Quetsch„mulden“.

Befremdlich wirkt die tektonische Gleichstellung der faziesverschiedenen Dreischwestern- und Falknisregion. Aus geringer Schubüberlagerung der zur helvetischen Entwicklung neigenden letzteren auf die erstgenannte schließt Verf. auf die Unmöglichkeit der Zwischenschaltung einer leontinischen Zone zwischen Helvetisch und Ostalpin. Könnte aber nicht eine geringfügige anormale Überkreuzung von Bewegungslamellen bei der von MYLIUS selbst vertretenen sekundären Verlagerung nach West (4—6 km werden dafür errechnet) stattgefunden haben?

MYLIUS läßt eine Trennung des Flysches in Eocän- und Oligocänflysch im Nordwest und West und einem zur Decke gehörigen Kreideflysch unversucht; sie scheint aber gerade für die von ihm gegebene Deutung ein Erfordernis.

In dem allgemein gehaltenen Schlußkapitel über die Entstehungsgeschichte des Gebirges zwischen Iller und Rhein wird nochmals das Wechselverhältnis von ostalpinen und helvetischen Serien dargelegt und schließlich ausdrücklich für die gegen West gerichtete Wanderung des Rätikons Fernförderung abgelehnt. Kaum allgemeinen Glauben dürfte angesichts der im Rätikonjura schon einsetzenden Brekzienbildung, der wenig östlich um den Muttekopf herrschenden Lagerungsverhältnisse die Versicherung des Verf.'s finden, daß die voroligocänen tektonischen Bewegungen nur „unbedeutende Vorgänge“ gewesen wären im Vergleich zu jenen des mittleren Tertiärs, „der großen alpinen Faltung“.

Kann man sich nicht verhehlen, daß dem ganzen Werk eine noch intensivere Vertiefung in regionale Probleme, eine sachliche Würdigung nachbarlicher Arbeitsergebnisse zustatten gekommen wäre, so muß es andererseits ausdrücklich gesagt sein, daß die gewiß mühevoll hergestellte geologische Spezialkarte des westlichen Rätikons (1:75 000) die Aufhellung der Struktur im Kreide- und Klippengebiet westlich der Iller neben manch anderem dem Verf. gegenüber sehr zu Dank verpflichtet.

Die bildliche Ausstattung des Werkes ist mustergültig, geradezu üppig; allein die geologische Übersichtskarte 1:75 000 (Blatt Reutte—Oberstdorf des österr. Generalstabs) wird für viele eine erwünschte Unterlage regionaler Studien sein. [Referat über Teil II obiger Arbeit p. - 243 ff. -]

Hahn (†).

W. v. Seidlitz: Sind die Quetschzonen des westlichen Rätikons exotisch oder ostalpin? (Centralbl. f. Min. etc. 1912. No. 16. 492—500 u. No. 17, 534—542.)

H. Mylius: Die Schuppen und Quetschzonen des Rätikons. (Ebenda. 1912. No. 24. 781—783.)

A. Tornquist: Eine Kritik der von MYLIUS geäußerten neuen Ansichten über die Herkunft der Jurakluppen in der Algäu-Vorarlberger Flyschzone. (Ebenda. 345—352. Mit 1 Textfig.)

H. Mylius: Entgegnung an A. TORNQVIST. (Ebenda. 501—507.)

A. Tornquist: Zur Kritik der von H. MYLIUS gegen mich gerichteten Entgegnung. (Ebenda. 783—784.)

H. Mylius: Entgegnung an H. TORNQVIST. (Ebenda. 1913. No. 8. 252—256.)

Es war vorauszusehen, daß die schroff ablehnende Behandlung, die MYLIUS' Vorgänger in dem oben besprochenen Werke erfuhren, zu Kritiken und Repliken Anlaß geben würde.

SEIDLITZ weist zunächst ganz allgemein darauf hin, daß für die Deckentheorie die lokale Tektonik der Triasdecke nicht ausschlaggebend sein könne, da erst an deren Rand die großen tektonischen Probleme begäßen. Nicht die Deckentheorie habe eine lepontinische Zone konstruiert, sondern eine solche habe sich als tektonisch zwischen echt Helvetisch und echt Ostalpin eingeschaltet im Felde aufgedrängt. Im übrigen räumt Verf. freimütig ein, früher in der schematischen Aufteilung der lepontinischen Deckentrümmer auf die Teildecken STEINMANN'S selbst zu weit gegangen zu sein.

Im besonderen erklärt SEIDLITZ die von ihm benützte ältere Schollen-einteilung im Rätikon nur für einen Rahmen zu seiner vorläufigen, einer Spezialfrage — der tektonischen Stellung der Eruptiva — geltenden Untersuchung. Es wird mit teilweise schon oben angedeuteten Motiven

dargelegt, wie sehr die Zurechnung der Quetschmulden zur Decke des Beweises entbehrt; daß MYLIUS die typischen Gesteine der exotischen Flyschregion (Ölquarzite, wüßflyschartige Bildungen, Fetzen kristalliner Felsarten u. a.) innerhalb normalgelagerter Deckengosaukreide hätte nachweisen müssen.

MYLIUS entgegnet darauf nur mit dem Hinweis auf den nächsten Band seiner Studien und versichert im übrigen, daß Rätikonflysch und der Gosauflysch der Algäuer und Lechtaler Alpen nach seinen Beobachtungen identisch seien.

TORNQUIST erörtert die Schwierigkeiten, welche die kristallinen Blöcke des Bolgen usw. der MYLIUS'schen Deutung der Klippen als vom Untergrund herausgeschoben bereiten. Er macht darauf aufmerksam, daß an Stellen, wo das Streichen der Juraklippen spitzwinkelig zum Streichen des ummantelnden Flysches sei — dessen regionaltektonisch bemerkenswerte Eigenart MYLIUS in den Hintergrund habe treten lassen — und wo dieser Flysch beiderseits der Klippen sich harmonisch im Streichen fortsetze, die Klippen unmöglich aus der Tiefe zu beziehen wären. Dieselbe Schubfläche könne des weiteren keinesfalls in nächster Nähe zerknitterte und mit Flysch eng verfaltete Juraklippen und intakte, regelmäßig gelagerte, ältere und jüngere helvetische Kreide gefördert haben. Und endlich wendet sich TORNQUIST besonders gegen die Fjordtheorie von MYLIUS (d. h. gegen die primären Faziessigmoide im oberen Jura im Umkreis der Klippen).

MYLIUS greift auf die seinerzeit von AMPFERER erhobenen, z. T. aber doch wohl von TORNQUIST bereits widerlegten Bedenken gegen die Fernableitung der Klippen zurück und fügt hinzu, daß ein Abschub von Teilen der Algäuer Decke durch die Lechtaler Decke schon deshalb unmöglich sei, da letztere südöstlich der Klippen am Biberkopf erst durch Überfaltung entstanden wäre. Dann werden im einzelnen Beobachtungen gegen das von TORNQUIST behauptete Durchstreichen des Flysches unter den Klippen gebracht und die „Fjordstratigraphie“ abgelehnt unter Hinweis auf die sekundäre tektonische Zonenverkürzung.

Unberührt von diesen Feststellungen bleiben zunächst, wie TORNQUIST nochmals kurz zusammenfaßt, die folgenden Einwürfe: 1. die physikalische Verschiedenheit von Klippen und helvetischem Kreidekomplex an derselben Förderfläche; 2. die enge Verbindung der Klippen und kristallinen Exotika, deren Ableitung von unten doch wohl unmöglich erscheint; 3. die Verjüngung der Klippen landeinwärts.

In der letzten Entgegnung bemüht sich MYLIUS, auch diese drei Punkte im einzelnen zu entkräften. Treffend erscheint dabei der Hinweis auf die Streichdifferenz zwischen den angeblich normal eingesedimentierten kristallinen Flyschkomponenten und den übrigen stratigraphischen Untergliedern des Flysches, wie sie TORNQUIST's Karte im Widerspruch zu seiner Ausdeutung im Text tatsächlich aufzeigt.

Hahn (†).

H. Mylius: Geologische Forschungen an der Grenze zwischen Ost- und Westalpen. II. Beobachtungen zwischen Maiefeld und Tiefenkastel. 186 p. 23 Taf. (3 Karten.) 47 Abb. München 1913.

Die Arbeit beginnt mit einer theoretischen Untersuchung der Ursache jener mehrseitigen kurzen Schübe, die besonders im Rätikon mit solcher Klarheit sich erschlossen haben, daß Verf. z. B. auch nicht an ein Unterengadiner Fenster glauben kann. Der Schein einer Fernüberschiebung ist da bewirkt worden, wo in Wahrheit Drehung der Schubkraftrichtung erfolgt ist. Bei einer konvex-bogenförmigen Überschiebung kommt der Stirnrand nicht von der Bogensehne, sondern von einem engeren, parallelen Bogen her. Dadurch, daß mehrseitige Schübe erfolgen, wird das Vorhandensein einer mehrseitigen Spannung im Alpenkörper bewiesen. Bei der Auslösung dieser Spannung wird die stärkste Komponente zuerst wirken, dann wird sich die Kraftrichtung nach der schwächsten Komponente drehen. Das kann sprungweise oder allmählich geschehen. In dem spröden Ostalpenkörper hat sprungweise Drehung in verschiedenen Zeiten, in den geschmeidigeren Westalpen allmähliche Drehung ohne nachweisbare zeitliche Unterbrechung stattgefunden (p. 18, 28). Diese Theorie läßt den Verf. vieles in neuem Lichte sehen und wirft Licht auf manches, was bisher unbeachtet war. Vollkommen unverträglich mit der Lehre vom einseitigen Schub — die immerhin schon „Rückfaltung“ gekannt hat — bleibt sie auch nicht bei der Annahme zweiseitiger Schübe, noch bei ROTHPLETZ' Zugabe, dem O—W-Schub, stehen, sondern bringt Allseitigkeit der Gebirgsspannung zur Anerkennung. Nach dem Verf. ist nicht nur die Lehre vom einseitigen Gebirgsbau abzulehnen, es darf auch nicht von der Streichrichtung der Gebirgsränder auf gleichartige Streichrichtung im Innern geschlossen werden. Die allseitigen, wiewohl allseitig verschiedenen Kräfte, welche in einem Gebirgskörper ruhen, können sich eben (nicht nur zeitlich, sondern) auch räumlich, je nach dem vorhandenen Material, auf individuelle Kraftfelder verteilen (Schollen 2. Ordnung, z. B. Rätikon). Andererseits ist das Feld des Druckes keineswegs auf den Alpenkörper allein beschränkt; dieser bildet nur einen Teil einer Scholle 1. Ordnung, und zwar den nachgiebigen, d. h. faltbaren Teil. Die Nichtbeachtung dieser Möglichkeit hat zu der bekannten Annahme von Fernschüben und danach von Massenerosion geführt, während man mit einigen Kilometern Schubweite und geringer Erosionsleistung durchkommen kann. [ROTHPLETZ hat in seinen Alpenforschungen (II. Teil) die O—W-Bewegung als Ausgleich für eine vorausgegangene S—N-Bewegung zur Verhinderung einseitiger Deformation des Geoids bezeichnet. Beim Vert. erscheinen nicht nur die mehrseitigen Bewegungen von Alpentteilen, sondern die N—S streichenden Westalpen insgesamt als Gegenstücke zu den O—W streichenden Alpentteilen. Vielleicht liegt hierin die Lösung der Frage nach dem Wesen der Gebirgsbögen: vielleicht muß jedes Gebirg deswegen Bogenform bekommen, weil sonst das Ebenmaß des Geoids zu sehr litte.]

Nach diesem theoretischen, mit anschaulichen geometrischen Bildern

ausgestatteten Teil, der die vorzüglichen allgemein-tektonischen Ausführungen des 1. Bandes ergänzt, bespricht Verf. die Faziesbezirke seines Gebietes, die helvetische Fazies der Glarner Alpen, die Bündner Schieferfazies im Prättigau, Schanfigg, Domleschg, die ostalpine im Rätikon und Plessurgebirge. Hieraus ist einiges besonders zu erwähnen. Im ostalpinen Gebiet stellt sich wie in Glarus eine sedimentäre Brekzie im Lias ein, eine ältere Verlandung beweisend. Das Tithon im östlichen Rätikon ist von mehr ostalpiner Fazies als im südwestlichen Rätikon; der Riffkalk (Sulzfluh—Pretschkalk) soll seine hufeisenförmige Erstreckung schon ursprünglich gehabt und eine Barre zwischen Bündnerschiefer im W und Aptychenschichten im O gebildet haben; Verf. kann Wechsellagerung mit Aptychenschichten nachweisen. Fossilleere, bisher als Cenoman bezeichnete Konglomerate werden als Gosaukreide bezeichnet. Bei der Untersuchung des Fazieswechsels muß man sich stets an einzelne Horizonte halten; einen durchgehenden Unterschied zwischen den Schichtstößen hier und da und dort gibt es nicht; damit fällt der Hauptgrund für die Annahme von Fernschüben. Ein Vergleich der alpinen mit den germanischen Sedimenten enthüllt so viel Gemeinsames, daß die trennende Barre, das Vindelicische Gebirge, aus der Theorie beseitigt werden müsse. [Hierauf muß dem Verf. entgegengehalten werden, daß eine trennende Barre nur zu gewissen Zeiten bestanden zu haben braucht; ferner, daß es noch andere Beweise für das Vindelicische Gebirge gibt, so die exotischen Blöcke von nördlichem (varistisch-böhmischem) Gehaben, und jene, die ROTHPLETZ im 3. Band seiner Alpenforschungen gebracht hat. Überhaupt sind die allgemein stratigraphischen Ansichten des Verf.'s ziemlich dogmatisch; dadurch, daß er alle Gesteine ungefähr da entstanden sein läßt, wo sie jetzt liegen, werden die stratigraphischen Rätsel nicht gelöst, so wenig wie durch das Dogma von den getrennten Sammeltrögen, nach dem die trennenden Barren auf der einen Seite dies, auf der anderen ein anderes Material in die Tröge geschickt hätten. Verf. fragt sich so wenig wie die Deckentheorie nach der Herkunft des Materials.]

Das geotektonische Problem der Glarner Alpen gehört als westalpines Problem nicht in den Rahmen dieser Besprechung. Es sei nur erwähnt, daß Verf. zu der Glarner Doppelfalte oder vielmehr Doppelüberschiebung zurückkehrt und daß er, wie früher STEINMANN, eine nach W konkave Glarner Bogenüberschiebung annimmt, wodurch sich zu der Doppelüberschiebung beiderseits eine gleichgerichtete Schubfläche gesellt. Es ergibt sich ein großzügiges Bild ohne phantastische Ausgestaltung, die Schubweiten bleiben unterhalb 10 km, nachträgliche Störung und Erosion brauchen nur wenig herangezogen zu werden. Erscheinungen, die HEIM als beweisend für die Doppelfaltentheorie hervorgehoben hatte (Interferenz der beiden Stirnen), werden neu aufgezeigt.

Verf. schließt dann an die früher gegebene Beschreibung des südwestlichen Rätikons die der nordöstlich davon gelegenen Davennagruppe (Schruns—Dalaas) an. Hier herrscht ostalpine Fazies und Faltung und Überschiebung nach N.

Im östlichen Rätikon findet Verf. ähnliche Verhältnisse wie im westlichen. Die einzelnen Schollen zeigen O—W-Streichen; die Schuppung ist nach N und S gerichtet; in den Quetschzonen liegen statt Flysch Trias und Jura, wodurch sie ihr nebensächliches Gehaben verlieren und meist ebenfalls zu Schollen werden. Die Hauptschollen sind acht an der Zahl; sie überschieben sich aus verschiedenen Richtungen, aus SO über O bis N; die oberste, kristalline Scholle liegt im äußersten Osten. Man erkennt also auch hier eine ältere Störung in N—S (—N) und eine durch sprungweise Drehung der Krafrichtung zu erklärende O—W-Bewegung. Der Rätikon ist also nicht ortsfremd, sondern nur durch kurze Schübe verlagert. Die Basis fällt steil nach N unter ihn ein. [Eine unerquickliche Polemik gegen einen früheren Bearbeiter, die für den Leser nur ein Hemmnis bildet, verlängert das Kapitel.]

Von hier begibt sich Verf. südwärts in die Umgebung von Gargellen, Klosters, Davos, entlang der großen Überschiebung des Ostalpinen auf die Bündner Schiefer des Prättigaus. Er zeigt, daß bei dem sogenannten Gargellen-Fenster die Verhältnisse erheblich verwickelter sind, als bisher angenommen worden, trifft aber selbst keine Entscheidung. Schübe nach verschiedenen Richtungen — auch nach SO — weist Verf. bei Klosters nach; diese kleinen Baufugen werden durch die jüngere, mächtigere Bewegung nach W verdunkelt. Gegen das Plessurgebirge hin dreht sich jedoch die letztere nach S—N und zugleich schwellen die Schuppen an.

Im Plessurgebirge kehrt Verf. zu der älteren, noch nicht deckentheoretischen Ansicht HOEK's zurück, die in der Schubmasse eine Fortsetzung des ostalpinen Gebirges sieht. Nichts berechtigt zur Aufstellung einer lepontinischen Fazies; Pretschkalk sei dasselbe wie Aptychenkalk und wechsellagere mit Suizfluhkalk; die Liasbrekzie komme auch im ostalpinen Rätikon vor; dem Plessurgebirge eignen sei nur die Falknisbrekzie. Der hauptsächlichste Faziesgegensatz ist der zwischen Bündnerschiefer im N und ostalpinem Lias—Tertiär im S; nahe der Grenze liegt das riffartige Tithon. Die Struktur ist Schuppung nach N bis NW, jünger ist Schub nach W, wodurch die Schuppenflächen im W abgeschnitten werden; die zeichnerische Darstellung des Verf.'s ist vorzüglich. Diese Verhältnisse herrschen bis Tiefenkaasel, wo des Verf.'s Untersuchung über die Grenze zwischen Ost- und Westalpen vorläufig endet.

Zwei riesige Überschiebungsbögen sieht Verf. in seinem Gebiet. Der äußere ist der, welcher von Tiefenkaasel herauf den Prättigau umsäumt, dann nordostwärts zur Allgäuer Überschiebung strebt; der innere ist die Glarner Bogenüberschiebung. In beider Mitte liegt die Glarner Doppelfalte.

Unter dem Eindruck dieser Vorstellungen mußte Verf. auch ein Hindernis zu beseitigen versuchen, das jenen gegenübersteht: die Ansicht von der Herkunft der Nordschweizer Klippen aus dem S. ROTHPLETZ hat neuerdings, wie früher HAUG, QUEREAU u. a., einen N—S-Schub dieser Massen befürwortet. Dementsprechend zeigt Verf. an den Klippen zwischen Reuß und Rhein einerseits die Ähnlichkeit, ja Gleichheit der triadischen

Gesteine mit den ostalpinen, andererseits die Verwandtschaft des Jura der südlichen Klippen mit dem Jura des benachbarten Frohnalpstockes. Sonach läge hier ostalpines Gestein nördlich von helvetischem. Die meisten Klippen stecken wie die Vorarlberger keilförmig im Flysch und sind wahrscheinlich durch diesen heraufgestoßen.

Zum Schluß spricht Verf. über die Grenze zwischen Ost- und Westalpen; als tektonische Grenze nimmt er die Linie, welche die Allgäuer Überschiebung nach SW bis Tiefenkastel fortsetzt, und fügt sehr richtig bei, daß überhaupt nur eine derartige ziemlich einheitliche Linie als Grenze zweier Gebirge in Betracht komme. Stratigraphische Grenzen sind hiezu nicht geeignet. Dies erhellt aus einer Übersicht über die Verteilung der Fazies, welche von Horizont zu Horizont starkes Oszillieren der Grenze, somit starke Verfingerung der Faziesbezirke enthüllt. Verhältnisse jedoch, die vom Verf. nur dargestellt, nicht erklärt werden.

[Große tektonische Erfahrung, der ganz ausgezeichnete bildliche Darstellung zur Seite steht, spricht aus dem Werk; Verf. versteht es besser als seine Vorgänger, die Natur aus seinen Zeichnungen sprechen zu lassen. Wir glauben wie er, daß in den Ostalpen keine Überfaltung aus S erfolgt ist — und wir haben ja Beweise dagegen: in der Verknüpfung der Kalkalpen mit dem Vorland durch jüngere Kreide und Eocän und in den Uferbildungen im N und S; auch die Ostalpensynthese KOSSMAT'S (Mitt. Wiener geol. Ges. 1913) lehnt jene Fernschübe ab. Wir schließen sonach auch, daß die ostalpinen Gesteine der Klippen nie weit von ihrer jetzigen Lage, in der westlichen Verlängerung der Kalkalpen sich befunden haben können. Aber eine klare Entscheidung wird im Grenzgebiet nicht eher fallen, als bis die rohen, fast rein statistischen Methoden unserer Stratigraphie durch feinere ersetzt sind, bis wir wissen, was „helvetisch“, „schwäbisch“, „ostalpin“ bedeutet.]

Lebling.

W. v. Seidlitz: II. Rätikon. (Aus dem „Führer zu geologischen Exkursionen in Graubünden und in den Tauern“. Leipzig 1913. 3—12. Mit 1 Kartenskizze u. 2 Profilen. Veränderter Abdruck aus Geol. Rundschau. 3. 1912. 423—432.)

Aus den vorausgeschickten allgemeinen Ausführungen seien nur ein paar wichtige Sätze hervorgehoben.

„Gerade in dieser höchsten (i. e. austroalpinen) Decke kann man auch erkennen, daß die Richtung der Überschiebungsf lächen von vielen lokalen Einflüssen . . . abhängig ist, und wenn auch gerade im westlichen Rätikon eine ostwestliche, wohl sekundäre Richtung der Faltung und Überschiebung deutlich hervortritt, so unterliegt es doch kaum einem Zweifel, daß die Herkunft der Rätikonschubmassen, . . . in den südöstlich gelegenen Gebieten (Oberengadin) zu suchen ist.“

Die „lepontinische Fazies“ umfaßt nun auch bei SEIDLITZ a) das Bündner Schiefergebiet (mit teilweiser fazieller Annäherung an die

höheren Decken, b) die Sulzfluhzone = STEINMANN's frühere Graubündner Aufbruchszone (= vindelicisch).

Wie sich diese Abteilungen (Klippen-, Brekzien und rätische Decke) herausgliedern lassen, habe ich früher gezeigt, doch scheint es mir, daß damit die Tatsachen hier gewaltsam in ein Schema gepreßt wurden und daß sich manche der vielverschlungenen Falten, die ich früher zu Hilfe nahm, ausglätten lassen, wenn man in Betracht zieht, daß gegen den Nordrand der Überschiebung zu das Deckengefüge stark gelockert und die Schichten kartenspielartig durcheinandergeschoben wurden.²

In der näheren Erläuterung wird für den ersten Tag Strecke Schruns—Tschagguns—Gauertal—Lindauer Hütte, für den zweiten die Strecke Bilkengrat—Schwarzhornsattel—Tilisunasee—Grube—Sarotlapaß—Gargellen, für den dritten die Strecke Gargeller Joch—Gafisee—St. Antonien (Madrisjoch—Klosters Dörfli) skizziert.

Das klare Übersichtskärtchen 1 : 200 000 vom südöstlichen Rätikon wird manchem erwünscht sein.

Hahn (†).

E. Wepfer: Zur Lagerung des Flysch im vorderen Bregenzer Wald. (Centralbl. f. Min. etc. 1912. 378—380.)

Verf. weist den AMPFERER'schen Versuch ab, die verwickelten Verhältnisse im Profil der Bregenzer Ache bei Andelsbuch durch Schuppung und Einpressung des Flysches von oben zu erklären, da der wirklich hangende und der genannte, liegende Flysch anders ausgebildet seien und sich zwischen beiden eine mächtige Kreidezone einschöbe. Auch den Mylonitcharakter der basalen Brekzie des Hochalpeflysches versucht WEPFER aufrecht zu erhalten.

Hahn (†).

Otto Ampferer: Das geologische Gerüst der Lechtaler Alpen. (Zeitschr. deutsch. u. österr. Alpenvereins. 1913. 44. 1—25. Mit 28 Fig. u. 1 Taf. [Landschaftsbilder].)

Ein warmherzig geschriebenes, von Bergesliebe erfülltes und um Bergesbegeisterung werbendes Werkchen entfloß der kundigen Feder des seit mehr als einem Dezennium mit diesem Arbeitsgebiet verwachsenen Autors. Es wendet sich naturgemäß zunächst an die größere Leserschaft des Alpenvereins, aber auch jedem Fachgenossen, der raschen Überblick zu gewinnen trachtet über den Bau der prächtigen Gebirgswelt zwischen Fern- und Flexenpaß, wird es als schnell liebgewonnener Führer zur Hand sein.

Vorzüglich gelungene Aufnahmen typischer Landschaftsformen unterstützen wesentlich die knappe Charakterisierung der Gesteinsgenossenschaften, wie sie sich zusammenfanden im Kampf gegen tektonische und erosive Angriffe. Die zwei wichtigsten Einschnitte in der Entwicklungsgeschichte der Sedimente — an der Schwelle des Mesozoicums und in der mittleren Kreide — werden in farbigen Strichen umrissen. Es leiten uns

die nachcretacisch entstandene Inntallinie und die Heiterwand—Ruitelspitzbahn durch das Gewirr von jüngeren Bewegungsflächen. An der Wölbungskuppel um Tajakopf und Wetterspitz sehen wir ein Deckenstockwerk emporgetragen in erosiv arg bedrängte Regionen, wir ahnen nur eben ein zweites, vielleicht noch höheres in verstreuten Abtragungszeugen. Süd-nördlicher und ostwestlicher Falten- und Schubstau regt sich lebendig in dem reichen Gemälde. Ragende und zerfallende Gipfelbauten, Kare mit Felsschwellen und Moränenschanzen, gestufte Täler und Terrassen und halb verschüttete Pässe offenbaren uns den Grundriß ihrer Geschichte.

Die Ansichten Fig. 19 und 20 mögen ohne erläuternde Zeichnung dem Laien nur wenig zu bieten haben; dafür könnten andere als schlechthin mustergültig zu bezeichnende Bilder Aufnahme selbst in geologische Lehrbücher finden.

Hahn (†).

F. Broili: Kampenwand und Hochplatte, ein Beitrag zur Geologie der Chiemgauer Berge. (Dies. Jahrb. 1913. Beil.-Bd. XXXVII. 391—455. Mit geol. Karte 1:25 000 und einer Profiltafel.)

Da Referate über in diesem Jahrbuch veröffentlichte Arbeiten nicht üblich sind, sei lediglich darauf aufmerksam gemacht, daß BROILI zum erstenmal in den vorderen Kalkalpenzügen Südbayerns den Nachweis einer recht ansehnlichen, nachträglich gefalteten Überschiebung im einzelnen führt.

Hahn (†).

G. v. Merhart und H. Mylius: Ausflüge in das Kreidegebiet von Vorarlberg am 18. und 19. April 1914. (Aus dem Programm für die 47. Versamml. des Oberrhein. geol. Ver. zu Friedrichshafen. Jahresber. u. Mitteil. Neue Folge. 4. 1914. Heft 1.)

Dem knapp und äußerst übersichtlich geschriebenen Führer sind 2 Vergleichstabellen mit stratigraphischen Säulen der helvetischen Kreide und eine Profiltafel beigegeben. Besonderes Interesse erweckt die starke fazielle Differenzierung innerhalb des Mittelneocoms, die hier zum ersten Male in exakter Weise zur Darstellung gelangen dürfte. Auch die Profile v. MERHART's entstammen einer noch nicht veröffentlichten großen Arbeit dieses Autors.

Hahn (†).

H. Mylius: Berge von scheinbar ortsfremder Herkunft in den Bayrischen Alpen. (Landesk. Forschungen geogr. Ges. München. 1914. 435—478. 3 Taf. [26 Abb.].)

Verf. bringt drei weitere Beispiele für seine Theorie von den mehrseitigen kurzen Schüben.

Das erste stammt aus dem von BROILI (dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXXVII. 1913) aufgenommenen Kampenwandgebiet. BROILI hat hier eine Schubmasse aus älterem Trias über Jura nachgewiesen, die er aus W herleitet,

weil sie weder im N noch S noch O, wohl aber im W einen Anschluß findet. Schubmasse und Untergrund sind nach BROILI nachträglich heftig gefaltet, der Jura zieht in tunnelartiger Wölbung unter jener von W nach O durch. Verf. zeigt, daß über der Firstlinie dieses Tunnels Fetzen von Muschelkalk und Raibler Schichten in dem überschobenen Wettersteinkalk stecken, und schließt daraus auf das Durchziehen einer tektonischen Fuge, auf eine Zweiteilung des Wettersteinkalks, auf eine zweiseitige, von N und von S her erfolgte Überschiebung; im O habe die nördliche, im W die südliche Masse die Oberhand gehabt, so daß es nicht nur zu einem Zusammenstoß, sondern sogar zu wechselseitiger Überschiebung der Schubmassen gekommen sei. Die stratigraphischen Angaben des Verf.'s weichen mitunter stark von denen des früheren Bearbeiters ab. Hier muß der Unbeteiligte für diesen, weil länger im Gebiet gewesen, sich entscheiden, dort wird er dem späteren Beobachter die Bereicherung des Kartenbildes danken; doch können auch die tektonischen Ergebnisse des Verf.'s, weil nur durch kursorische Arbeit gewonnen, keineswegs als endgültig bezeichnet werden.

Das Wettersteingebirge wird eifrig besucht, seitdem es kartiert ist; eine vollendete Kartierung scheint den Dank der Mitwelt in der Weise wachzurufen, daß diese zu Umdeutungen schreitet. Nach dem Urbearbeiter REIS (Geogn. Jahrb. 1910) waren AMPFERER und SCHLAGINTWEIT mit neuen Ansichten hervorgetreten. Verf. bekämpft diese beiden. SCHLAGINTWEIT hatte Mieminger, Wetterstein und dessen Vorland zu einer einzigen aus S gekommenen Decke zusammengeschweißt, AMPFERER den Wetterstein als westwärts geschobenen Teil der Lechtaler Masse von der im S folgenden Inntaler Masse (mit Gehrenspitz, Mieminger) abgetrennt. Verf. stellt sich auf den Standpunkt von REIS und AMPFERER und sucht deren Ideen noch im Sinn seiner Ansichten auszubauen. Im einzelnen nimmt er eine Wettersteinmulde an, südlich von dieser eine aus jungen Gesteinen bestehende Puitentalmulde, südlich von dieser das Gehrenspitz-Arnspitzen-Gewölbe, welches weiterhin mit der Mieminger Masse im W in Schuppen-, im O in Muldenverband steht. Mit der Anlegung dieser O—W streichenden Falten sind auch Schübe erfolgt, so die der Wettersteinmulde nach S über die Puitentalmulde (besonders am Öfelekkopf), die der Mieminger Masse nach N auf die Gaistalmulde. Die dazwischen liegende Gehrenspitz-Arnspitzen-Scholle wird im W von der Puitentalmulde überschoben, im O überschiebt sie sich auf diese. Diesem letzten Verhalten geht ein anderes parallel: die Verbreiterung und Erhöhung der Gehrenspitz-Arnspitzen-Scholle von W nach O, zugleich mit der Verschmälerung und Erniedrigung der Wettersteinmasse, in der gleichen Richtung. Verf. glaubt, daß dieses Verhältnis schon vor dem Schub bestanden und zur Überschiebung der jeweils überragenden Masse, im W des Wettersteins (nach S), im O der Arnspitzen (nach N) geführt habe. Später ist die O—W-Bewegung eingetreten, die Wetterstein- und Gehrenspitz-Arnspitzenmasse ergriffen hat, sie aber nicht weit verlagert haben kann, weil die Stirnspalte sich nach N und O bald verliert.

Der dritte Abschnitt handelt vom „Hornbachfenster“, das nach AMPFERER (Jahrb. k. k. Reichsanst. 1911) in die Lechtaler Schubmasse von W her einschneidet. Verf. findet, daß die Weite des „Fensters“ nach O größer wird, da ein Triasgewölbe aus dem Lias des Fensters auftaucht und diesen in zwei Streifen zerlegt. AMPFERER hat nur den nördlichen Liasstreifen gekannt und alles südlich von diesem Gelegene zur Schubmasse gerechnet. Die Hochvogelmasse, die auf nordwärts fallender Fläche dem nördlichen Liasstreif aufliegt, sei als von N gekommen zu trennen von der eigentlichen Lechtaler Masse, die von S her auf Lias geschoben ist.

Verf., der hier seine Darstellungskunst neu erweist, muß sich, ein Schema bekämpfend, hüten, selber auf ein Schema zu verfallen. Die drei hier besprochenen tektonischen Beispiele zeigen eine auffallend große Ähnlichkeit miteinander.

Lebling.

Ostalpen.

Tilmann, N.: Zur Tektonik des Monte Guglielmo und der mittleren Val Trompia. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1914. 66. Abhandl. Heft 2. 302—317. 1 Taf. 6 Fig.)

Mittelmeergebiet.

Carl Renz: Über den Gebirgsbau Griechenlands. Übersicht über den heutigen Stand der griechischen Stratigraphie und Tektonik. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 64. No. 8. 1912.)

Das Referat über vorstehende Arbeit faßt die bisherigen Forschungen des Verf.'s und anderer über Griechenland arbeitender Geologen zusammen und ist aus diesem Grunde etwas ausführlicher gehalten.

Es gibt keine stratigraphische und tektonische Einteilung, die für die ganze hellenische Halbinsel Geltung besäße; das Land zerfällt vielmehr in eine Reihe verschiedener Faziesgebiete und Gebirgszonen, die z. T. annähernd parallel verlaufen (1—3), z. T. aber auch unregelmäßig angeordnet sind (4—5). Es sind:

1. die Adriatisch-Ionische Zone,
2. die Olonos-Pindoszone,
3. die Osthellenische Zone,
4. die Zentralpeloponnesische Zone,
5. die Zentralmassive und untergeordnete kristalline Massen, von mehr oder minder dynamometamorph veränderten Sedimentgürteln umrahmt.

1. Die westlichste dieser Gebirgszonen, die Adriatisch-Ionische Zone, umfaßt die Ionischen Inseln mit Ausschluß von Kythera, dann Südwest-Albanien, Epirus, wo ihre Gesteine bis zum Westrande des Jannina-Beckens vordringen, ferner das Gebirgsland des westlichen Akarnaniens sowie im

Peloponnes die Kreide-Eocänkalkgebiete von Pylos. Nach Norden reichen die Gesteine der Ionischen Zone bis zu den Gebirgen von Valona, um hier nach Nordwesten gegen das Adriatische Meer auszustreichen; als weitere Fortsetzung taucht auf der anderen Seite der Adria in Italien vermutlich der Monte Gargano wieder hervor. (Leider sind die geologischen Verhältnisse des Monte Gargano noch nicht genügend geklärt.)

Die ältesten Gebirgsglieder der Adriatisch-Ionischen Zone gehören der oberen Trias an, die hier in der Fazies mächtiger Kalkmassen entwickelt ist. In der Karnischen Stufe wurden schwarze *Cardita*-Kalke als Klippen im Neogenland von Korfu und Zante nachgewiesen. Viel verbreiteter sind obertriadische, dem alpinen Hauptdolomit vergleichbare lichte bis graue Dolomite. Im Zusammenhang damit stehen die in der Obertrias und im Rät herrschenden Kalkmassen mit Gyroporellen und lokal auch mit Korallen, u. a. mit den Zlambacharten *Stylophyllopsis caespitosa* FRECH und *Phyllocoenia decussata* REUSS. Die Kalkfazies reicht in gleicher lithologischer Beschaffenheit bis zum Mittellias und führt in ihren obersten Partien vielerorts Brachiopoden der mittelliassischen sogenannten *Aspasia*-Kalke, seltener auch Cephalopoden.

Der meist in der Fazies bunter Mergel, Mergelkalke und Knollenkalke entwickelte Oberlias und Unterdogger der Ionischen Zone zeichnet sich durch reiche faunistische, mit den Alpen übereinstimmende Entfaltung aus. Der höhere Dogger enthält lokal Stephanocerenkalke (Zone des *Stephanoceras Humphriesianum*) und durchgehend verbreitet Posidonien-Hornsteinplatten. Die Fazies der miteinander wechselnden Hornsteine, Schiefer und Plattenkalke vertritt auch den Maln und die Unterkreide, doch gestattete ihre Fossilarmut — es finden sich nur Aptychenschiefer — bisher keine genauere Horizontierung.

Die Oberkreide erscheint in der Fazies der ungeschichteten oder grobgebankten Rudistenkalke. Darüber folgen besser geschichtete nummuliten- und teilweise auch alveolinenhaltige Kalke mit ihrem konkordanten Hangenden, dem Flysch, der seinerseits wohl noch ins Oligocän hinaufreicht und durch eine scharf ausgeprägte Diskordanz vom Neogen geschieden wird. Vom Neogen sind sowohl miocäne wie pliocäne Ablagerungen vertreten. Westwärts gerichtete Überfaltungen und Überschiebungen sind deutlich aufgeschlossen — erstere am Pantokrator auf Korfu, letztere in Süd-Epirus —, zeigen aber niemals den Charakter eigentlicher Decken mit weiter Förderung.

2. Die Olonos-Pindoszone erstreckt sich in langgezogenem Bande vom Cap Gallo, der Südspitze Messeniens über die Ithome, die Gebirge von Andritsaena, das Olonosgebirge bis zum Korinthischen Graben und setzt sich jenseits dieses Querbruches über die ätolischen Kalkalpen und den Pindos bis zum Tsumerka- und Prosgoligebirge, den nördlichsten Teilen des Pindos, fort.

In den Küstenketten Süddalmatiens kehren zwar z. T. analoge Gesteinstypen wieder, wie die für die Olonos-Pindoszone bezeichnenden Halobien- und Daonellen-Hornsteinplatten vornehmlich karnischen Alters,

aber nach den Untersuchungen des Ref. streichen die süddalmatischen Ketten südöstlich von der Landesgrenze bei Alessio aus. Der Typus dalmatischer Gebirge lebt also — wenn auch in regional mehr oder minder veränderter Fazies — in der Olonos-Pindoszone möglicherweise wieder auf.

Die Olonos-Pindoszone entspricht der Tiefsee-Entwicklung der Obertrias, d. h. dem Hervortreten kieseliger Gesteine neben untergeordneten Schiefen und Plattenkalken mit *Daonella styriaca* Mojs. und zahlreichen anderen bezeichnenden Arten, die Verf. vom Süden Messeniens bis über die alte türkische Grenze hinaus verfolgt hat.

Die Vertretung des Juras¹ ist in der Olonos-Pindoszone noch nicht einwandfrei erwiesen, wenn auch wahrscheinlich, da die Olonos-Pindosfazies durch mehrere Formationen hindurchgehen dürfte. Die der Kreide angehörigen Partien der Schiefer-Hornsteingruppe werden durch koralligene und Rudisten-Kalkeinlagerungen unterbrochen; doch sind hier auch Rudistenkalke vom gewöhnlichen Habitus entwickelt (Olonos- und Tsumerka-Gipfel).

Während daher in der Ionischen Zone eine zunehmende Vertiefung der Fazies des Meeres mutmaßlich beim Oberlias eintrat, gehen in der Olonos-Pindoszone die entsprechenden Gesteinstypen bis auf die karnische Zeit zurück.

Zwischen die Ionische und die Olonos-Pindoszone schiebt sich als Grenzzone das breite ätolische Flyschband, das sich auch durch den Peloponnes fortsetzt. Die in Falten gelegten Gesteine der Ionischen Zone treten als autochthones Gebirge auf der Westseite unter dem westpeloponnesisch-ätolischen Flyschbande hervor, während die mesozoischen Ablagerungen der Olonos-Pindoszone von Osten her auf den Flysch überschoben und später mit ihrer Unterlage zusammen gefaltet wurden.

3. Die Osthellenische Gebirgszone unterscheidet sich in fazieller Hinsicht und im Streichen der Gebirgsfalten wesentlich von den beiden westlicheren Zonen.

Es erlangen in den den Zentralmassiven genäherten, nur in Fragmenten erhaltenen Randgebieten der Osthellenischen Zone auch altmesozoische und paläozoische Bildungen große Bedeutung, und zwar in unverändertem normalem Zustande.

Zu der Innenzone gehören die nördlichen Sporaden, der östliche Othrys (d. h. die Gebirge um Gavriini), die Gebirge Mittel-Euboeas und Fragmente im Norden dieser Insel, der Zug Beletsi-Parnes-Kithaeron in Attika, Salamis, die Argolis mit Hydra und dem benachbarten Inselchwarm, endlich die zerstückelte Sedimentzone der südlichen Kykladen mit Amorgos und andern Inseln. Nach Westen gliedern sich weitere Gebirgszüge an, in denen älteres Mesozoicum nicht mehr entblößt ist, nämlich der Hohe Othrys, die lokrischen Gebirge mit dem Oeta in der Verlängerung der mittlereuboeischen Gebirge, der Helikon, sowie die Horste des Karydi- und Geraneiagebirges.

¹ Jetzt von Verf. in den Gebirgen von Agrapha festgestellt.

Unter den paläozoischen Bildungen auf der Ostseite der Osthellenischen Gebirgszone ist die älteste paläontologisch sichergestellte Formation das Carbon. Vermutlich sind aber Keratophyre und ihre Tuffe, die ihrer Lagerung nach einer den osthellenischen Carbonsedimenten vorangegangenen Eruptionsperiode angehören, bereits devonischen Alters.

Untercarbon ist möglicherweise am Innenrand der Osthellenischen Zone, so auf Hydra, vorhanden, konnte aber paläontologisch noch nicht auf der griechischen Seite festgestellt werden. Auf der kleinasiatischen Insel Kos ist dagegen auch fossilhaltiges Untercarbon bekannt [nach dem Ref.]. Das Carbon dürfte mit Konglomeraten beginnen, die auf eine dem vorhandenen hellenischen Carbon vorangegangene Diskordanz hinweisen. Fossilführendes Obercarbon in der marinen Entwicklung des Fusulinenkalkes kennt man im östlichen Othrys, im nördlichen Euboea, in Attika, auf Salamis, auf der argolischen Insel Hydra und den benachbarten Eilanden. Obercarbonische Brachiopoden-, Cephalopoden-, Crinoiden- und Korallenkalle sind auf wenige Vorkommen beschränkt. Unter den Ammoniten ist ein in Attika entdecktes *Paralegoceras (Pericleites) atticum* RENZ bemerkenswert.

Die Dyas ist rein marin entwickelt und bisher nur auf Hydra und den benachbarten Inselchen nachgewiesen. Dunkle Kalke und Schiefergesteine enthalten *Lyttonia Richthofeni* KATSER und ihre Größenvarietät *Lyttonia nobilis* WAAGEN, *Productus*, *Orthothetes*, *Enteles Waageni* GEMMELLARO, *Liebea sinensis* FRECH und *Neoschwagerina craticulifera* SCHWAGER. Dieselben Arten treten in der Dyas von Japan, China, des Himalaya, der indischen Salt Range, sowie in den paläodyadischen *Sosio*-Kalken Siziliens auf.

Die von früheren Autoren als Kreide gedeuteten normal entwickelten Sedimente Attikas und des östlichen Othrys, aus deren Umwandlung z. T. die metamorph veränderten kristallinen Gesteine dieser Landschaften hervorgegangen sind, gehören dem Paläozoicum an.

Untertriadische Werfener Schichten sind in Attika alpin entwickelt. Erst in der Mittel- und Obertrias treten auch in Osthellas reiche Cephalopodenfaunen auf, die sich den gleichalten alpinen Vorkommen vollkommen anschließen.

In der Argolis, im Asklepieiontal umfassen rote, manganhaltige Cephalopodenkalle vom Typus der Hallstätter Kalklinsen sämtliche Zonen von den *Trinodosus*-Schichten an bis zu den *Aonoides*-Schichten einschließlich in lückenloser Folge. Rötlichgraue Kieselkalle mit *Lobites ellipticus* HAUER und einer reichen unterkarnischen Cephalopodenfauna bei H. Andreas zeigen gleichfalls rein alpinen Charakter. Ferner ist in Attika die Mitteltrias in der Fazies Diploporen führender, an der Basis dolomitischer lichter Kalkmassen weit verbreitet. Die Grenze zwischen Mittel- und Untertrias ist ebensowenig wie in der Argolis abgeschlossen. Die mächtige starre Triaskalkmasse scheint vielmehr bei der tertiären Gebirgsbewegung infolge stärkerer Neigung der Schichtenfolge teilweise über die tieferen, weichen Gesteine abgeglitten zu sein.

Die obere Trias ist in Ostgriechenland als einheitliche Kalkfazies entwickelt. In der Argolis reichen helle Megalodonten- und Korallenkalke aus der oberen Trias bis zum Mittellias hinauf.

Auch der argolische Oberlias schließt sich der ionischen Entwicklung an (Ammoniten führende rote Knollenkalke mit *Hildoceras bifrons*). In der Argolis sind ferner wichtig Kimmeridge mit Diceraten, Tithonkalke mit Ellipsactinien, Cephalopoden führende Haunterive-Stufe, Urgonkalke mit Toucasien und *Harpagodes* aff. *Pelagi* BRONGN.; letztere kehren ebenso wie die höheren Radioliten- und Hippuritenkalke auch in Attika (Insel H. Georgios) wieder.

In Attika, im Helikon, im Oeta, den lokrischen Gebirgen und im Hohen Othrys schieben sich zwischen die Kalkmassen der Obertrias und die Rudistenkalke mit ihren Schiefen und Sandsteinen die Gesteine der Schiefer-Hornsteinformation¹, und stehen auch hier überall im Zusammenhang mit mächtigen Serpentinmassen. Letztere dürften hauptsächlich mittleren und oberen Jura¹, sowie Teile der Unterkreide vertreten, wenn auch fossilführende Zwischenglieder in der Argolis und in Mittelgriechenland fehlen. Die Serpentine nehmen wohl dieselbe stratigraphische Position ein, wie die übereinstimmenden Gesteine Nordalbaniens, wie überhaupt die osthellenischen Gebirge die Fortsetzung des nordalbanischen Gebirgstypus bilden dürften. [Jedenfalls sind diese Serpentine älter als die taurischen, welche nur Oberkreide und Nummulitenkalkzüge umschließen. Eine Verwechslung beider ist nur möglich, wenn man alle im Taurus gemachten paläontologischen Funde ignoriert, wie es KOBER² tut. Ref.]

¹ Die neueren Untersuchungen des Verf.'s haben ergeben, daß in diesen Gebieten die Kalkfazies bis zum oberen Jura hinaufsteigt.

² KOBER sagt (PETERM. Mitt. 1914. p. 253): „Nach PHILIPPSON zieht aus der Gegend von Smyrna in Ost- und in Nordrichtung tief in das Innere des Landes eine Serie von Sandsteinen und flyschartigen Gesteinen von bunter Farbe, reich an Hornsteinen und grünen Gesteinen. PHILIPPSON spricht geradezu von einer Serpentinzone. Ellipsactinienkalke des Tithon und Rudistenkalke der Oberkreide sind aus dieser Serie bekannt. SCHAFFER beschreibt aus der Zone des Ksiltepe im Taurusgebirge bunte Schichten mit Schalsteinen und Diabasen. Diese durch Kleinasien an den Tauros auf der Innenseite zu verfolgende Zone von Flyschgesteinen mit Radiolarien und grünen Gesteinen spreche ich (KOBER) im Gegensatz zu PHILIPPSON als die Fortsetzung der griechischen Flyschsandsteinzone oder, mit andern Worten, als die direkte Fortsetzung der bosnischen Flyschzone an.“

Tatsächlich ist nun folgendes beobachtet: Die Zone des Ksiltepe gehört zusammen mit dem Kohlenkalk des Giaur-Yaila-dagh und Bulgar dagh zum älteren Paläozoicum (vergl. F. FRECH, dies. Jahrb. 1913. I. -127-). Diese paläozoischen Gesteine des Tauros vermengt KOBER mit Tithon und Oberkreide Westkleinasiens und deutet sie — im Gegensatz zu den Beobachtungen PHILIPPSON'S — „als Fortsetzung der griechischen Flyschsandsteinzone“, während gerade das Fehlen der bezeichnenden Flyschgesteine ein Kennzeichen des eigentlichen Tauros ist.

Daß zwischen Kleinasien und Griechenland das kristalline Taurus Centralmassiv der Kykladen und des südlichen Attika (Zone 5) liegt, hat KOBER nicht beachtet; ferner verwechselt er den eocänen Flysch und seine

Nummulitenkalk¹ und Eocänfisch, die in den westlichen Außenzonen und im Zentralpeloponnes eine große Rolle spielen, fehlen in der Osthellenischen Zone.

In fazieller Hinsicht gliedern sich der Osthellenischen Zone noch die Hochgebirgsstöcke des zentralen Mittelgriechenlands an, d. h. die bis 2500 m aufstrebenden Hochgebirge des Parnaß, der Kiona und der Vardussia. Ein Unterschied zwischen den drei Hochgebirgen Vardussia—Kiona—Parnaß einerseits und den Gebirgen der Osthellenischen Zone andererseits liegt in der verschiedenen Streichrichtung ihrer Aufwölbung. Die drei Hochgebirge werden vorläufig als Unterzone „Parnaß—Kiona“ unterschieden.

Faltung beherrscht in der Osthellenischen Hauptzone wie in der Unterzone Parnaß-Kiona den Gebirgsbau (was besonders die steil aufgerichtete, nach Westen übergeneigte Falte der Vardussia veranschaulicht), wird aber nach Osten schwächer; hier tritt der durch eine spätere Phase der Gebirgsbildung bedingte Schollen- und Flexurcharakter der Gebirgsmassive mehr und mehr hervor.

4. Im zentralen Peloponnes schiebt sich die Zentralpeloponnesische Zone keilförmig zwischen die Olonos-Pindos-Zone und die Osthellenische Zone ein; eine mittelgriechische Fortsetzung ist nicht bekannt.

Die kristallinen Gesteine des Peloponnes sind in der Hauptsache Sedimente, die durch Dynamometamorphose in kristallines Stadium überführt und den Gesteinen der metamorphen Sedimenthüllen der ägäischen Zentralmasse vergleichbar sind. Der innere archaische Kern ist hier wohl nur in geringem Umfange entblößt. Das jedenfalls größtenteils in der Tiefe verhüllte Massiv ist das lakonische Zentralmassiv. Metamorphe kristalline Gesteine sind auf Kythera, namentlich aber in der Mani und im Taygetos bekannt; ihre Fortsetzung findet sich im Parnon, der mit dem Taygetos einen durch die Eurotasfurche getrennten Zwillingshorst darstellt. Weiter im Norden treten die kristallinen Bildungen nochmals in der Ziria hervor. Unveränderte, normale paläozoische Gesteine sind in der Zentralpeloponnesischen Zone bis jetzt noch nicht festgestellt. Unter einer mächtigen Kalkmasse lagern am Taygetos auch unveränderte Schiefergesteine, die den Carbon-Gesteinen Ostgriechenlands ähneln.

Serpentine mit dem Untersilur, welches keine Tiefengesteine, wohl aber Eruptivdecken und Schalsteine umschließt.

Weiter wird im Tauros „nach außen zu“ (l. c. p. 254) eine „zweite Serie“ unterschieden, in der sich alle Formationen vom „Silur und Devon“ „bis Oberkreide und Eocän“ finden sollen. Nur „Grüne Gesteine“ fehlen (KOBEL, p. 254). In Wahrheit ist aber gerade diese „äußere“ Zone (mein Kilikischer Tauros) durch Kreide (und wenig Eocän), sowie durch massenhafte Serpentine und Hypersthen-Plagioklas-Gesteine gekennzeichnet, d. h. durch dieselben Bildungen, die KOBEL in seiner dritten Zone als „Leitgesteine“ bezeichnet. Es werden also zugunsten einer reinen Hypothese alle wirklich gemachten Beobachtungen umgedeutet oder ignoriert und die Richtigstellung der verworrenen KOBEL'schen Darstellung ist aussichtslos.

¹ Neuerdings wurde vom Verf. in den lokrischen Gebirgen Nummuliten-Sandstein angetroffen.

Die mächtige Masse der die älteren Gesteine bedeckenden Kalke wurde von PHILIPPSON mit den Nummuliten-Rudisten-führenden schwarzen Kreide-Eocän-Kalken des Zentralpeloponnes unter dem zusammenfassenden Namen „Tripolitzakalke“ als Kreide-Eocän betrachtet. Die unteren hellen und z. T. dolomitischen Partien dieser Tripolitzakalke PHILIPPSON's enthalten indessen mancherorts Gyroporellen. Über den schwarzen Rudisten-Nummuliten-haltigen Kalken des zentralen Peloponnes, den Tripolitzakalken, folgt Eocänflysch, der seinerseits von Decken mesozoischer Gesteine, den „Olonoskalken“ der PHILIPPSON'schen Karte, überlagert wird.

5. In den ägäischen Zentralmassiven und ihren metamorphen Sedimenten dringen die kristallinen Gesteine des rumelischen Schollenlandes oder der Rhodopemasse bis nach Nordeuboea vor; allerdings ist nach J. DEPRAT das eigentliche Olympmassiv von einem nordeuboeischen Massiv zu trennen. Zwischen den beiden Massiven zieht eine Zone metamorpher paläozoischer Gesteine hindurch, die vom Pelion und östlichen Othrys aus das Olympmassiv bis zum nördlichsten Zipfel der Chalkidike als ein ehemals vollständiger Sedimentgürtel umrandete. Ein weiterer, kleinerer kristalliner Kern ist nach HILBER im westlichen Othrys bloßgelegt. In südlicher und südöstlicher Richtung treten die alten rumelischen Gesteine wieder in dem kykladischen Zentralmassiv hervor. Das größtenteils untergetauchte kristalline Grundgebirge der Kykladen greift nach Norden auf das mittelgriechische Festland und auf Euboea über und umfaßt das südöstliche Drittel dieser Insel sowie die kristallinen Gesteine Attikas. PHILIPPSON und DEPRAT haben mit Recht den beiden äußeren Gebirgsrümpfen, d. h. dem nord- und südägäischen Massiv, einen dominierenden Einfluß auf die tektonischen Leitlinien von Hellas zugeschrieben, während die kleineren Zwischenmassive als parallele elliptische Kerne nur untergeordnete Ablenkungen der Faltenrichtung zur Folge hatten. [Wie trotzdem die bosnische und griechische Serpentinzone durch diese Zentralmasse hindurch oder über sie weg nach dem Tauros vordringen kann, wird wohl das Geheimnis KOBER's bleiben, der die Beobachtungen PHILIPPSON's durch eine Hypothese zu ersetzen sucht (PETERM. Mitt. 1914. p. 234). Ref.].

Das kristalline Kykladenmassiv hat nach PHILIPPSON eine mehrfach wiederholte Faltung aus verschiedenen Richtungen erlitten und ist schließlich noch von der tertiären Hauptfaltung miterfaßt und umgestaltet worden. Die normal entwickelten Sedimente im Inneren des Kykladenmassivs, die PHILIPPSON als Kreide und Eocän deutet, sind z. B. auf Naxos und Astypalaea dieser Formation zuzurechnen. Amorgos ist paläozoisch und z. T. vielleicht triadisch. PAPAYASILIOU betrachtet den auf Naxos von PHILIPPSON beobachteten Urgneis als schiefrigen Granit und führt den Metamorphismus des kykladischen Grundgebirges auf die Eruptionen bzw. Intrusionen schiefriger Granite zurück. Als obere Altersgrenze des Metamorphismus käme die Diskordanz des Devon oder Carbon in Betracht.

Jedenfalls haben die metamorphen Sedimenthüllen der Zentralmassive

schon eine dem Absatze des vorhandenen hellenischen Carbons vorangegangene Faltung erfahren, die die Gebirgsmassen in kristallinem Sinne beeinflußt hatte. Es kann sich hierbei nach unserer bisherigen Kenntnis um eine prä- und auch intracarböne Gebirgsbewegung handeln.

J. DEPRAT nimmt auf Euboea außerdem eine weitere, zwischen Carbon und Trias zu legende Faltungsperiode an, die Verf. in Attika und auf Hydra nicht bestätigen konnte. Ist im DEPRAT'schen Sinne eine Faltung vortriadisch oder vielmehr zwischen Paläodyas und Untertrias erfolgt, so sind auch die normal entwickelten paläozoischen, d. h. carbonischen und dyadischen Sedimente des Othrys, Euboeas, Attikas, der argolischen Randinseln, sowie der südlichen Kykladen noch den eigentlichen, in der Hauptsache aus metamorphen Schichten gebildeten Hüllen der Zentralmassive anzugliedern. In der Osthellenischen Zone ist die tertiäre Faltung durch die altkristallinen Massive beeinflußt worden, wie die Anlage der ostgriechischen Bogenstücke zeigt.

Die tertiäre, im wesentlichen einheitliche Hauptfaltung umfaßt die gesamten griechischen Gebirge. Zwischen Oligocän-Flysch und älterem Miocän besteht überall in Griechenland eine durchgreifende Diskordanz; der Hauptfaltung gingen Vorwehen voran, ebenso wie Nachwehen folgten. So lassen sich z. B. auf den vermutlich aus Pliocän bestehende Tertiärsinseln Kuphonisia zwischen Amorgos und Naxos Anzeichen einer leichten Faltung wahrnehmen [Ref.]; meist dürften aber die sonst beobachteten Schichtenbiegungen im Neogen auf Flexuren, d. h. auf Begleiterscheinungen der jungtertiären bis quartären Bruchperiode beruhen.

Für die ostgriechischen Gebirge, in denen noch kein Nummulitenkalk und jüngerer Flysch bekannt ist, läßt sich die Zeit der Hauptfaltung nicht so genau präzisieren wie weiter im Westen. Das Hauptstreichen der Adriatisch-Ionischen und der Olonos-Pindos-Zone ist im allgemeinen NNW—SSO bis NW—SO. Ferner soll dieses gefaltete ostgriechische Gebirgssystem nach NEUMAYR von Verwerfungen geschnitten werden, die tektonisch dem Pindosystem angehören.

DEPRAT legt die tertiäre Hauptfaltung ins Oligocän, da er die über ältere Formationen transgredierenden Ablagerungen von Kumi für aquitanisch hält. [Doch ist das Alter der Kumi-Schichten ganz wesentlich jünger, wie der den lebenden Riesenschlangen nah verwandte *Python (Heteropython) euboicus* beweist. Ref.]

L. CAYEUX äußerte auf Grund seiner Untersuchungen auf Kreta zuerst die Ansicht, daß die in der nördlichen Fortsetzung des kretischen Inselbogens gelegenen mesozoischen Gesteine der Olonos-Pindos-Zone überschoben seien. Nachdem A. PHILIPPSON — konform seiner Auffassung über das Alter der mesozoischen Ablagerungen der nordgriechischen Olonos-Pindos-Zone — die „Olonoskalke“ unter den jüngeren eocänen Flysch und die Eocän-Kreidekalke stellte, zeigen auch seine Profile die über den eocänen Flysch von Osten her überschobenen mesozoischen Decken. Die Frage nach der Lage der Wurzelregion der Olonos-Pindos-Decken ist noch

ungelöst; es läßt sich nur sagen, daß der Schub aus Osten kam. Die Überschiebung war also gegen die Außenseite zu gerichtet.

In Mittelgriechenland ist vorläufig kein Anhaltspunkt dafür gegeben, daß die nach-W bewegten Pindosdecken von weither gefördert sind; ihre Wurzeln dürften in dem vom Verf. noch nicht bereisten Zwischenraume zwischen Vardussia und den ätolischen Kalkalpen zu suchen sein; doch gehören die massigen Rudistenkalke des Olonos- und Tsumerka-Gipfels möglicherweise schon einer weiteren Schuppe an. Somit ist das Ausmaß der Förderung nicht beträchtlich und bildet eine Überleitung zu dem Tauros, wo Überschiebungen fehlen.

Die hochgradige Zerstückelung des hellenischen Gebirges ist das Werk der jungtertiären bis quartären Bruchbildung; auf ihr beruhen die Verschiedenheiten des Antlitzes der hellenischen Gebirge. Neben der Hebung von Horsten wurden bald Längs-, bald Quergräben, Meereseengen und Meeresegele, Inseln und Halbinseln, Binnenseen und Binnenebenen geschaffen. Die letzteren Hohlformen sind vielfach Poljen oder neugriechisch „Liwadis“. Die jüngere Bruchbildung hat alle ursprünglichen Höhenunterschiede umgestaltet. Die höchsten über 2000 m emporgragenden Gipfel sind niemals kristallin, wie in den Alpen, sondern meist mesozoisch (Tithon), häufig sogar zu der oberen Kreide zu rechnen.

Die Bruchperiode begann vermutlich schon im Miocän, hielt während der Quartärzeit an und dauert, wie die Erdbeben lehren, bis zum heutigen Tage. [Abgesehen von den letzten Nachbeben ist also Zeit und Form der Ausbildung der jüngsten Bruchperiode in Kilikien und Griechenland ganz verschieden. Ref.]

Parallele Anordnung läßt sich bei den jugendlichen Bruchlinien wahrnehmen. Der tief in das Land eindringende Korinthische Golf fällt schon beim ersten Blick ins Auge; er schnürt mit seinem östlichen Gegenstück, dem Saronischen Meerbusen, den Peloponnes vom Hauptkörper der Halbinsel ab. Durch die Korinthisch-Saronischen Gele und den parallelen euboeischen Graben, der das langgestreckte Euboea vom Festlande loslöst, und den westlich anschließenden Spercheiosgraben wird die Umgrenzung des östlichen Mittelgriechenlands geschaffen. Eine westliche Verlängerung des Spercheiosgrabens würde auf den ambrakischen Einbruch stoßen.

Die Gräben von Korinth und Euboea besitzen in ihren südöstlichen Teilen eine mit den westgriechischen Falten annähernd übereinstimmende Richtung; in ihrer westlichen Verlängerung verlaufen sie quer zu diesen Falten.

Das Gebirgsland des östlichen Mittelgriechenlands wird durch einen weiteren sekundären und gleichfalls parallelen Kopaisgraben in zwei Abschnitte gegliedert.

Der Parallelismus zwischen dem Atalantischen Sund, dem Kopaisgraben und den isthmischen Brüchen ist ebenso ausgeprägt, wie die reine West-Ostrichtung, welche die Thermopylen mit dem Spercheiosgraben, den ambrakischen Graben und den Westen des Korinthischen Grabens beherrscht. Das Ineinandergreifen der W—O- und der WNW—OSO-Richtung bedingt

sowohl am Isthmus wie am Golf von Lamia das abwechslungsreiche landschaftliche Bild.

Der Einbruch des Saronischen Golfs wird von teilweise erloschenen, teilweise noch tätigen Vulkanen begleitet, wie Krommyonia, Aegina, Methana (im Altertum tätig) und Poros, die mit der Vulkanlinie Melos—Thera (Santorin)—Nisyros zusammenhängen und auf eine weitere Fortsetzung des Korinthischen Grabenbruchs nach Südosten schließen lassen. Diese Vulkanlinie bezeichnet den Steilabsturz des unterseeischen Kykladenmassivs.

Die Brüche sind meist noch so frisch und unausgeglichen, daß z. B. an der Südwestecke des Peloponnes im Zuge des adriatisch-ionischen Randbruches die 3000 m-Tiefenlinie unmittelbar an die Küste herantritt; es ist dies einer der größten Steilabstürze, den wir kennen.

Die griechischen Falten setzen sich nicht nach Osten fort, sondern umschlingen das ägäische Zentralmassiv; die im Westen und Süden des Kykladenmassivs nachgewiesenen Sedimente der Randgebirge dürften auch auf der entgegengesetzten Seite wiederkehren, wie dies bereits von Kos und Chios bekannt ist. Dagegen läßt sich der Gebirgstypus des Tauros nach Osten, zum Iranischen Hochland und weiter verfolgen. Alles in allem ist daher die Unabhängigkeit der Tauriden von den Dinariden und den osthellenischen Gebirgsgliedern erwiesen; es liegen vollkommen verschiedene Gebirgssysteme vor.

Frech.

Asien.

W. A. Obrutschew: Geologische Untersuchungen im Kalbinskischen Gebirge (westl. Altai) im Jahre 1911. (Jahrb. f. Geol. u. Min. Rußlands. 14. 255—269. Mit Karte. Dorpat 1913. Russ. u. Deutsch.)

—: Das Kalbinskigebirge im westlichen Altai in orographischer und geologischer Beziehung. (PETERM. Mitt. 1913. H. 9. 128—132. Mit Karte.)

Das Gebirgsland besteht aus einer großen Zahl einzelner Berggruppen, -züge und Plateaus von verschiedener Höhe, die entweder dicht nebeneinanderliegen oder durch verschieden breite und tiefe Täler getrennt sind. Allgemein ist der Gebirgscharakter im Osten besser ausgeprägt als im Westen, wo nur ein einer Fastebene genähertes Hügelland vorhanden ist, das sich ohne sichtbare Grenze in die Kirgisensteppe fortsetzt. Hand in Hand mit diesem Verflachen des Gebirges nach W geht eine ständige Verbreiterung in N—S-Richtung, so daß die Breite im Meridian von Semipalatinsk 270 km beträgt gegenüber einer Breite von 30 km im Knie des Irtytsch.

Die Zusammensetzung des Gebirges aus vielen mehr oder weniger vereinzelt stehenden Gruppen läßt erkennen, daß Verwerfungen großen

Anteil am Bau des Gebietes haben, und dementsprechend zeigt auch der Ostteil ganz deutlich seinen Aufbau aus einem Wechsel von Horsten und Gräben, die scharf gegeneinander abgegrenzt sind. Weniger gut ist dies im W sichtbar, vielmehr ist dort deren sicherer Nachweis nur durch genaue geologische Aufnahmen möglich, wie sie MEISTER längs der Poststraße Semipalatinsk—Sergiopol 1906 machte.

Die geologische Zusammensetzung ist folgende: Den Anfang bilden devonische Ablagerungen als eine sehr mächtige Folge verschiedenartiger Sandsteine, Ton-, Kiesel- und Sandsteinschiefer, z. T. auch Riffkalksteine mit Resten von Crinoiden und Korallen. Ähnlich ist das Carbon ausgebildet, meist Sandsteine und Schiefer, dazu Riffkalksteine, stellenweise auch bituminöse Tone und Schiefertone mit Pflanzen und einem schlechten Kohlenflöz. Im allgemeinen sind die devonischen und carbonischen Sedimente sehr ähnlich, und da Versteinerungen fast ganz fehlen, ist die sichere Unterscheidung sehr erschwert. Die große Übereinstimmung beider Gesteinsgruppen spricht dafür, daß das devonische Meer ohne Unterbrechung in das carbonische überging, die Ablagerungen dürften somit dem Oberdevon und Untercarbon entsprechen.

Von jüngeren Sedimenten sind nur solche tertiären Alters vorhanden als braunrote Tone und sandige Mergel und beschränkt auf die tieferen Täler im W.

Granit spielt eine große Rolle, einerseits wegen seiner weiten Verbreitung, besonders im O, andererseits wegen der durch ihn bedingten Goldführung.

Zu den verschiedenen Arten von Granit (Biotit-, Hornblendebiotit-, Zweiglimmer-) treten noch untergeordnete Vorkommen von Granodiorit und Quarzdiorit. Die granitischen Gesteine sind jünger als die devonischen und carbonischen und haben diese im Kontakt umgewandelt.

Im Ganggefüge des Granites finden sich außer Quarzporphyr-, Aplit- und Pegmatitgängen auch zahlreiche Goldquarzgänge der Pyrit-, z. T. auch der Kupfer- oder Arsenformation, welche jetzt zu einer lebhaften Ausbeutetätigkeit Veranlassung gegeben haben, nachdem die Goldseifen nahezu erschöpft sind.

Effusivgesteine sind vertreten durch Quarzporphyre. Keratopphyre, Hornblende- und Angitporphyrite und Melaphyre, größtenteils mit Tuffen und Breccien verbunden und mit devonischen Sedimenten wechselagernd, so daß die Hauptergüsse devonisch sind. Jedoch sind auch Anzeichen für frühere und ebenso für spätere Ergüsse vorhanden.

Die geologische Geschichte des Gebietes läßt deutlich zwei Hauptstörungszeiten erkennen: die erste erzeugte starke Faltung der paläozoischen Sedimente, ihre hauptsächlichliche Streichrichtung ist NW—SO mit Übergängen zu WNW und NNW, z. T. findet sich auch NO-Richtung. Jünger als diese große Faltung ist das Aufdringen wenigstens eines Teiles der Granitmassen, da sie die Falten durchschneiden. Die Faltung selbst dürfte wohl am Ende des Carbons erfolgt sein, eine genauere Festlegung ist zurzeit noch nicht möglich.

Durch die Faltung wurde das Meer endgültig aus dem Gebiete verdrängt. Die dann folgende Festlandzeit ist ausgezeichnet zunächst durch Fehlen stärkerer tektonischer Umgestaltungen. Dafür konnten die subaerischen Vorgänge um so besser ihre Tätigkeit entfalten mit dem Ergebnis, daß am Ende des Mesozoicums das ganze Gebiet zu einer Fastebene abgetragen war.

Spätmesozoisch oder alttertiär ist die zweite große Störungszeit. Hier zeigt sich nun ein bemerkenswerter Gegensatz zu der ersten. Denn während bei dieser faltende Bewegungen, also tangentiale, weitaus vorherrschen, tritt nun der umgekehrte Fall ein, daß ausschließlich radiale Bewegungen erfolgen. Durch sie wird die Fastebene zerstückt, und es werden einzelne lange Streifen gehoben. Diese hebenden Bewegungen waren stärker im O, daraus erklärt sich die fast gänzliche Zerstörung der Fastebene dort, während im W schwächere Bewegungen erfolgten, so daß zusammen mit der größeren Entfernung von der Erosionsbasis die alte Fastebene hier weniger gelitten hat und schon fast wieder eine neue entstanden ist.

Die Richtung der radialen Dislokationen fällt nicht mit der der tangentialen zusammen. Vielmehr ist sie im O fast O—W und schwenkt gegen W um in WNW, im W dagegen nähert sie sich der Streichrichtung der Sedimentgesteine, nämlich NW. Zugleich sind dort die Horste einseitig schief mit steilem nördlichem und flachem südlichem Abfall gestellt.

Eine abweichende Richtung besitzt die den Tschingishorst bei Sergio-pol begrenzende Verwerfung, nämlich NO. Sie setzt sich bis Kokpekty fort, wo sie mit der dort herrschenden WNW-Richtung der Brüche zusammentrifft.

Nach diesen radialen Bewegungen, welche dem Gebirge seine heutige Gestalt gegeben haben, fanden keine größeren tektonischen Umgestaltungen mehr statt; das beweist die horizontale Lage der in einigen tieferen Tälern im Westteil abgesetzten tertiären Schichten. Versteinerungen sind in ihnen nicht gefunden worden. Auch die petrographische Beschaffenheit bietet keinen Anhalt für eine sichere Altersbestimmung, ebensowenig aber auch für die Annahme, daß diese Sedimente Meeresablagerungen seien. Verf. nimmt nämlich an, daß das Tertiärmeer die Ränder des Gebirges transgredierend überflutete und diese Absätze bildete. Demgegenüber möchte ich betonen, daß diese Gesteine nach ihrer Lagerung sowohl wie auch nach ihrer Beschaffenheit und ihrem Fossilmangel höchstwahrscheinlich Hanhaischichten sind, also tertiäre kontinentale Ablagerungen, wie sie in ganz Innerasien weit verbreitet und auch im benachbarten Tarbagatai durch den Verf. nachgewiesen sind.

Es wurde schon erwähnt, daß Verf. keine Senkung der Gräben, sondern vielmehr eine Hebung der Horste annimmt. Er stützt sich dabei auf die auffallende Tatsache, daß eine große Zahl von Flüssen die Gräben und Horste durchschneiden, ohne daß tektonische Linien dem Wasser den Lauf vorgezeichnet haben. Er nimmt an, daß bereits vorhandene Flußläufe bei langsamer Hebung der Horsteile das neue Hindernis überwinden konnten

und ihre frühere Richtung beibehielten, während dies bei Senkung der Grabenkeile nicht hätte der Fall sein können.

Im ganzen bilden die Untersuchungen des Verf.'s einen wertvollen Beitrag zur Kenntnis Innerasiens im weiteren Sinne. Zugleich bezeugen auch sie die verhältnismäßig große Einförmigkeit der geologischen Gestaltungsvorgänge in diesem riesigen Gebiete. Das Kalbinskigebirge hat die gleiche Entwicklung erfahren wie die südlich anstoßenden Gebirge, denn es lassen sich auch in ihm ganz deutlich die Hauptvorgänge feststellen, welche für diese Gebirge bezeichnend sind: die jungpaläozoische Gebirgsbildung mit dem Vorherrschen tangentialer Bewegungen und dem Aufdringen großer Granitmassen, die darauf folgende lange Festlandzeit mit geringen tektonischen Veränderungen, die spätmesozoische oder alttertiäre Gebirgsbildung, bei welcher durch radiale Bewegungen die Festebene zerstückelt wird und ihre einzelnen Teile in verschiedene Höhenlage kommen, die Bildung jüngerer kontinentaler Ablagerungen.

Kurt Leuchs.

W. A. Obrutschew: Das Grenzgebiet der Dsungarei. Bericht über die 1905, 1906 und 1909 ausgeführten Reisen. Bd. 1: Reisebeobachtungen. Liefg. 1: Tagebücher, betreffend die Gebirgssysteme Barlyk und Maili-Dschair und die umgebenden Täler und Ebenen. (Beilage zu den Berichten des Tomsker Technolog. Institutes, Tomsk 1912. 425 p. 45 Textabb. 52 Taf. 2 Karten. Russ.)

Das Grenzgebiet der Dsungarei umfaßt die vom dsungarischen Alatau nach NO sich erstreckenden Gebirge Barlyk, Maili u. a. und die nördlich davon liegenden Ketten Tarbagatai, Manrak und Ssaur, westlich des dsungarischen Beckens. Über die Ergebnisse seiner dort ausgeführten Reisen hat Verf. schon wiederholt zusammenfassende Berichte veröffentlicht (PETERM. Mitt. und Jahrb. f. Geol. u. Min. Rußlands. 1906—1910). Die vorliegende Arbeit bringt die Einzelergebnisse über den südwestlichen Teil des Gebietes. Die Darstellung wird unterstützt durch die guten Abbildungen und Karten, von welchen die der Marschrouten zeigt, wie dicht das Beobachtungsnetz ist. Auf Einzelheiten einzugehen, ist hier nicht der Ort.

Kurt Leuchs.

Kurt Leuchs: Geologische Untersuchungen im Chalyktau, Temurlyktau, Dsungarischen Alatau (Tian-Schan). Aus den wissenschaftlichen Ergebnissen der Merzbacher'schen Tian-Schan-Expeditionen. (Abh. k. Bayr. Ak. d. Wiss., math.-phys. Kl. 25. Abh. 8. 95 p. 8 Taf. 18 Textfig. München 1912.)

Der Wunsch, Tatsachen und Theorien bei der Ausarbeitung der Reiseergebnisse möglichst voneinander zu trennen, veranlaßte zu einer verhältnismäßig ausführlichen Routenbeschreibung, die den ersten

Teil der Arbeit bildet. Im dsungarischen Alatau wurde die Route Kuldtscha—Talkytal—Sairamnor begangen, im Temurlyktau werden zwei Überschreitungen, die eine über den Aulietaschpaß, die andere über den Satl-Kasanpaß geschildert. Ausführlicher werden die im Chalyktau bereisten Flußgebiete, Koksü, Agias und nördlich Gr. Musart, beschrieben, in welchen die Expedition ihre Haupttätigkeit entfaltete.

Der zweite Teil enthält die Beschreibung der Gesteine. Bei dem spärlichen Vorkommen von Versteinerungen in dem untersuchten Gebiete, in dem nur das obere Untercarbon stellenweise Versteinerungen enthält, ferner durch die Lückenhaftigkeit der Sedimente wird ihre zeitliche Festlegung sehr erschwert, einigermassen erleichtert aber durch Granite, welche große Teile des Gebietes aufbauen und durch die von ihnen bewirkte Metamorphose Anhaltspunkte für die Altersbestimmung geben. So entstand folgende Gliederung:

Känozoicum	Diluvium, Alluvium Hanhaischichten	
Mesozoicum Perm	Angaraschichten	Porphyrit, Basalt
Carbon	Kalk des oberen Untercarbons in der zentralen Zone und den äußeren Ketten	Quarzporphyr der zentralen Zone, innerer Granit mit Quarzporphyr
Älteres Paläozoicum	Gesteine der Phyllitzone	Porphyrit im südlichen Temurlyktau, äußerer Granit (mit Quarzporphyr im westlichen Temurlyktau) Gabbro

Die im Musarttal gesammelten Gesteine wurden mikroskopisch untersucht. Es ergab sich, daß in dem ganzen Profil nur solche Gesteine vorkommen, welche für Piezokontaktmetamorphose typisch sind, während die früher für Kontaktmetamorphose als allein beweisend angesehenen Hornfelse etc. vollständig fehlen.

Aus dem Inhalt der beiden ersten Teile der Arbeit ergeben sich nun eine ganze Reihe von Tatsachen, welche gestatten, im 3. Teil einen Überblick über die geologische Geschichte des Gebietes zu entwerfen. Der Zusammenfassung am Schlusse dieses Abschnittes sei folgendes entnommen: älteres Paläozoicum (die heutigen Phyllite etc.) wird durch Granit umgewandelt, Zusammenhang mit Gebirgsbildung ist möglich, sicher ist vorcarbonische Land- und Gebirgsbildung (älteste sichtbare Anlage des Tian-Schan). Es folgt eine Zeit der Abtragung, bis im oberen

Untercarbon das Meer rasch über weite Gebiete transgrediert, um sich noch vor dem Obercarbon ebenso rasch wieder zurückzuziehen, und zwar nach S. Die Regression steht in Zusammenhang mit Gebirgsbildung und diese wieder mit magmatischer Intrusion.

Zugleich beginnt die bis heute fortdauernde Festlandzeit. [Es möge hier bemerkt werden, daß die an einigen Stellen im Text gebrauchte Bezeichnung „Angarameer“ nur versehentlich stehengeblieben ist. Meine mit der aller anderen Kenner der Angaraschichten übereinstimmende Ansicht, wonach diese Schichten kontinentale Gebilde sind, stand vielmehr schon damals fest und wurde von mir kurz darauf näher ausgeführt (Geol. Rundschau 1913.)]. Tektonische Veränderungen sind zunächst anscheinend nur in geringem Maß erfolgt, Porphyritergüsse dürften hierher zu stellen sein. Diese tektonisch ruhige Zeit begünstigt die Entstehung von Fastebenen.

Im Tertiär erfolgt eine dritte bedeutende Gebirgsbildung. Im Gegensatz zu den früheren Gebirgsbildungen, bei welchen tangentiale Bewegungen weitaus vorherrschten, geschehen aber bei jener hauptsächlich radiale Bewegungen, welche zu einer Zertrümmerung des stark abgetragenen Gebirges in einzelne Schollen mit ganz verschiedener Höhenlage und zur Entstehung bezw. Vertiefung einzelner Becken führen.

Spätere Störungen sind im Tekesbecken sichtbar.

Die Untersuchungen im Chalyktau ergeben große Übereinstimmung mit dem zentralen Tian-Schan und beide zusammen stehen anderen Teilen des Gebirges verhältnismäßig fremd gegenüber, wenn sie auch im ganzen in dem Überwiegen tangentialer Bewegungen bei den älteren und radialer Bewegungen bei den jüngeren Gebirgsbildungen übereinstimmen. Es ist dies eine Eigenschaft, die, wie die Forschungen der letzten Zeit deutlich ergeben haben, nicht auf den Tian-Schan beschränkt, sondern in ganz Innerasien nachzuweisen ist.

Das behandelte Gebiet schließt sich an den von KEIDEL bei der 1. Merzbacher'schen Expedition bearbeiteten zentralen Tian-Schan östlich an und bildet so die Fortsetzung jener Veröffentlichungen.

Die Tafeln enthalten eine farbige Übersichtsskizze, Profile und Landschaftsbilder.

Kurt Leuchs.

Fritz Machatschek: Der westlichste Tianschan, Ergebnisse einer geographischen Studienreise. (PETERM. Mitt. Ergänzungsheft 176. 1912).

Von dieser hauptsächlich morphologischen und glazialgeologischen Zwecken gewidmeten Arbeit möge hier nur das 1. Kapitel: Die geologischen Verhältnisse des westlichsten Tianschan, besprochen werden (p. 1—52, 1 tekt. Kartenskizze, 16 Textabbild., 14 Taf. Landschaftsbilder).

Trotzdem das Schwergewicht der Untersuchungen des Verf.'s auf anderem Gebiete lag, gelang es doch, durch sorgfältige Beobachtungen

mit ausführlicher Heranziehung der Literatur, ein Bild über den geologischen Bau des Gebietes zu geben, das unsere Kenntnisse davon in wertvoller Weise bereichert.

Paläozoische Sedimente bis zum Untercarbon wurden mittel- oder obercarbonisch stark gefaltet. Gleichzeitig oder in zwei Phasen erfolgte die Faltung in zwei fast zueinander senkrechten Richtungen, die Faltung war begleitet von mächtigen Intrusionen.

Es folgte eine lange Zeit tektonischer Ruhe und ungestörter Abtragung. Im Jura wurden an den Rändern vereinzelt paralische Ablagerungen gebildet, eine schwache tektonische Bewegung zwischen Jura- und Kreidezeit beweisen die Diskordanzen in den Sedimenten. Mächtige kontinentale Ablagerungen bilden sich in der oberen Kreidezeit, am W- und S-Rand des Gebietes transgrediert das Meer, das sich bis ins Eocän, am W-Rand bis ins Miocän erhält. Ungefähr mitteltertiär setzt eine weitere Gebirgsbildung ein, die sich von der früheren hauptsächlich dadurch unterscheidet, daß bei ihr radiale Bewegungen weitaus vorherrschen, während Faltung nur in den Randgebieten erfolgt. Das ganze Gebiet wird durch Senkungen am N- und S-Rande herausgehoben und selbst wieder in eine Masse von Blöcken zerteilt, welche häufig schräggestellt werden.

Das wichtigste Ergebnis der Forschungen des Verf.'s scheint mir der sichere Nachweis zu sein, daß schon im Carbon die beiden Hauptfaltungsrichtungen NO und NW entstanden sind und daß die tertiären Sedimente stets NO-Streichen besitzen, also von der Richtung der alten Falten unabhängig sind. Damit dürfte ein langer Streit um die Bestimmung des Alters der Ketten aus ihrer Richtung entschieden sein, zumal auch D. Muschketow in der Ferghanakette zu dem gleichen Ergebnis kam.

Die tertiäre Gebirgsbildung hat somit nicht vermocht, die alten Baulinien umzuändern, das carbonische Gebirge hat sich vielmehr den neuen Bewegungen gegenüber als starre Masse verhalten, die Auslösung der Bewegungen erfolgte in radialer Richtung.

Es sei bemerkt, daß Verf. an einigen Stellen Überschiebungen feststellte, die nach ihm aus Brüchen hervorgegangen sind. Diese Auffassung deckt sich vollkommen mit der von mir unabhängig davon ausgesprochenen (Geol. Rundschau. 1913), ebenso wie ich auch den Ausführungen über die Wirkung der verschiedenen Gebirgsbildungen vollständig beipflichtete.

Kurt Leuchs.

D. Muschketow: Alajku, Bericht über geologische Untersuchungen im östlichen Ferghana 1912. (Bull. Comité Géolog. 32. 639—673. 1 Karte. 3 Taf. St. Petersburg 1913. Russ. mit kurzer deutscher Zusammenfassung.)

Alajku heißt das oberste Gebiet des Flusses Tar an der russisch-chinesischen Grenze. Die in dem Bericht enthaltenen Beobachtungen ergänzen und bestätigen die in der Arbeit des Verf.'s in diesem Jahrbuch

1914, Bd. I, gebracht, so daß sich eine Besprechung erübrigt. Erwähnt sei nur die Beschreibung der bei Kugart gefundenen Zweischalerfauna rhätischen Alters aus den Angaraschichten.

Kurt Leuchs.

Kurt Leuchs: Beiträge zur Geologie des westlichen Kwenlun und Westtibets, nach ZUMMAYER's Beobachtungen. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1913. 65. Monatsber. 173—185. 1 Textfig.)

Das bereiste Gebiet gliedert sich in drei Teile: westlicher Kwenlun, tibetanisches Bergland, Karakorumgebirge. Die vorliegenden Beobachtungen geben für jedes dieser Gebiete wertvolle Erweiterung unserer Kenntnisse. So zeigen sie für den westlichen Kwenlun südlich Kerija die gleichen Hauptzüge des Baues, wie sie weiter im W bekannt sind.

In ähnlichem Maß besteht Übereinstimmung im Bau des durchquerten tibetanischen Berglandes mit dem westlich anstoßenden. Diese Gebiete erhalten dadurch besondere Wichtigkeit, daß sie noch nachcarbonisch vom Meer bedeckt waren. Es wäre deshalb sehr erfreulich, aus den betreffenden Ablagerungen Versteinerungen zu erhalten, um über ihr Alter sichere Vorstellungen zu gewinnen. Dann könnte auch die Frage der Lösung näher gebracht werden, ob im Perm und Mesozoicum dort dauernd Meer war oder ob Trans- und Regressionen stattfanden. Daß diese weiten Gebiete während dieser Zeiten ziemlich einförmige und gleichartige Verhältnisse hatten, ergibt sich auch aus der großen Übereinstimmung mit dem, was HEDIN 400 km weiter östlich bei einer Querung des Gebietes südlich des westlichen Kwenlun fand.

Vom Karakorumgebirge liegen wenig Beobachtungen vor, die mit dem, was STOLICZKA darüber veröffentlichte, gut übereinstimmen.

Den Schluß der Arbeit bilden Ausführungen über die Punkte, welche für die weitere Erforschung dieser Gebiete besonders von Wert sind und in erster Linie berücksichtigt werden sollten. Es sind das, außer der schon erwähnten Altersfrage der Sedimente in Tibet, am Nordrand des westlichen Kwenlun die tektonischen Verhältnisse zwischen dem paläozoischen Gebirge und den jungen Bildungen des Tarimbeckens, der Verlauf der Meeresküste am Südrand des westlichen Kwenlun, die Fortsetzung des Karakorumgebirges nach O und sein wahrscheinlicher Zusammenhang mit dem Hedingebirge.

Kurt Leuchs.

Kurt Leuchs: Die Bedeutung der Überschiebungen in Zentralasien. (Geol. Rundschau. 1914. 81--87.)

Die Arbeit bringt in knapper Form Ausführungen über die Bedeutung, welche den bis heute nachgewiesenen Überschiebungen in Zentralasien zukommt. Zu diesem Zweck wird ein kurzer Überblick über die SUESS'sche Analyse des asiatischen Baues gegeben. Daran schließt sich die Besprechung einzelner Gebiete Zentralasiens mit Überschiebungen.

Alle diese Gebiete — Nord- und Südrand des Tianschan, Tianschangraben, Alaikette, westlicher Kwenlun — lassen ungefähr gleiche Entwicklung erkennen, indem die älteren Gebirgsbildungen vorwiegend tangentielle, die jüngeren vorwiegend radiale Bewegungen hervorriefen. Dabei kamen auch tangentielle Bewegungen als Überschiebungen zustande, aber sie wurden erst durch die radialen hervorgerufen und haben demgemäß keine regionale Bedeutung. Daher besitzen sie auch keine allgemein gleiche Richtung, sondern diese wechselt je nach den örtlichen Verhältnissen derart, daß stets die Überschiebung vom höheren gegen das tiefere Gebiet, vom Horst gegen den Graben hin erfolgt.

Kurt Leuchs.

Paul Gröber: Der südliche Tian-Schan. (Geograph. Abh. 10. Heft 1, 104 p. 7 Textabbild. 12 Taf. 3 Karten. 1914.)

Nur der geologische Teil, p. 1—68, soll hier besprochen werden.

Von Kuldsha im Ilibecken reiste Verf. über den östlichen Temurlyktau in das Tekesbecken und überschritt den Hauptkamm am Musartpaß. Auf diesem Weg wurden im Temurlyktau Beobachtungen gemacht, welche mit den von mir weiter westlich ausgeführten gut übereinstimmen. Nordseite und Kamm des Gebirges bestehen aus Angaraschichten, untercarbonischer Kalk liegt südlich des Kammes, dann kommen wieder Angaraschichten, in deren Streichen westlich Granit ansteht. Verwerfungen trennen die verschiedenen Gesteine, die Angaraschichten sind an Brüchen abgesunken, die zu den Randbrüchen des Ili- und Tekesbeckens gehören. Auffallend ist, daß das Untercarbon nicht mehr die Kammhöhe und nur noch eine 6—7 km breite Zone bildet, während es im W am Aulietaschpaß 25 km breit ist.

Am Ausgang des südlichen Musarttales wurde festgestellt, daß Obercarbon und Angaraschichten nicht gleichförmig aufeinander lagern, wie KEIDEL angenommen hatte, sondern daß das überkippte Obercarbon mit steil N-fallendem Bruch an obere Angaraschichten grenzt.

Das Hauptgebiet der Unternehmungen lag im südlichen Tianschan zwischen Aksu und Kaschgar, südlich des Kokschaaflusses. Die vollständige Vegetationslosigkeit dieses Gebietes erleichterte die Tätigkeit, und so entstand eine eingehende, auf genaue Aufnahmen gestützte Abhandlung, deren etwas schwieriges Studium durch die beigegebenen, ausgezeichneten Karten und Profile erleichtert wird.

Stratigraphisch wertvoll ist besonders die Gliederung des Carbons, aus welchem das ganze Gebiet aufgebaut ist.

Das tiefste vorhandene Glied ist oberes Untercarbon, das aus einer 400—500 m mächtigen Folge von liegenden bunten Tonschiefern und Sandsteinen und hangenden Kalksteinen (Safär-bai-Schichten) besteht. [Das in dem vorläufigen Bericht (Centralbl. f. Min. etc. 1910) als allenthalben diskordant darunter liegend angegebene ältere Untercarbon ist sang- und klanglos verschwunden!] Es transgrediert also auch im südlichen

Tianschan ebenso wie im größten Teil des ganzen Gebirges das obere Unter-carbon über devonische Gesteine, daher wird vorgeschlagen, diese Transgression die Tianschansche zu nennen.

Darüber liegen obercarbonische Schichten (vom Verf. in Mittel- und Obercarbon getrennt) als eine reich gegliederte Folge von Tonschiefern, Mergeln, Sandsteinen, Kalksteinen und Konglomeraten (Kepeningschichten, Musdukkalke, Kekelikbelschichten). Ausbildung und Mächtigkeit ist verschieden im nördlichen und südlichen Teil des Gebietes, im allgemeinen überschreitet die Mächtigkeit 2000 m.

In dem nördlich sich anschließenden Kokschaaltau ist Obercarbon nur am südlichen Gehänge vorhanden. Weiter nach N fehlt es im ganzen Tianschan, und daraus, sowie aus der petrographischen Beschaffenheit des Obercarbons (Einschaltung von Sandsteinen, Tonen mit Gips, Konglomeraten) ergibt sich, daß im südlichen Tianschan nach der Regression des untercarbonischen Meeres aus dem nördlichen Gebiete Schwankungen der Meeresbedeckung erfolgten. Nachcarbonisch verschwand das Meer ganz, die nur in wenigen Teilen des Gebietes vorhandenen Hanhai- (= Gobi-) Schichten sind kontinentaler Entstehung.

In tektonischer Hinsicht wurde nachgewiesen, daß eine vor-carbonische Faltung stattgefunden hat. Über das alte Gebirgsland transgredierte das Meer der oberen Unter-carbonzeit, nachuntercarbon erfolgte eine zweite Faltung im nördlichen Hauptteil des Tianschan. Daran schließen sich Faltungen geringeren Ausmaßes im unteren Obercarbon und größere im oberen, bezw. nach dem Obercarbon.

Angaraschichten fehlen in diesem Teil des Gebirges; da aber an anderen Orten Hanhaischichten ungleichförmig auf gefalteten Angaraschichten liegen, so muß vor der Ablagerung jener eine Faltung erfolgt sein (im oberen Jura?). Darnach wurde das Gebirge stark abgetragen und mit Hanhaischichten überdeckt. Daraus, daß diese heute in den verschiedensten Höhen vorhanden sind, schließt Verf. auf ein gewaltiges Ausmaß tertiärer Dislokationen, ferner, daß der Tianschan tertiärer Entstehung ist und am Ende der Kreidezeit kein Gebirge, sondern eine wenig über Meereshöhe aufragende Landschaft war.

Erst durch tertiäre Faltungen, von denen Verf. zwei nachwies, eine ältere mit Streichrichtung ONO, eine jüngere mit NNW, wurde das heutige Hochgebirge gebildet.

Die Wirkungen dieser beiden Faltungen zeigen sich in dem behandelten Gebiete in ausgezeichneter Weise in dem umlaufenden Streichen der Schichten und der daraus hervorgehenden Bogenbildung und in den Überschiebungen von oberem über unteres Obercarbon.

Denn, wie Verf. an einem theoretischen Beispiel nachweist, müssen durch das Auftreten zweier senkrecht zueinander erfolgter Faltungen die durch die erste Faltung entstandenen Streichrichtungen in den meisten Fällen verändert werden. Es entstehen Interferenzen, welche zu einer stärkeren Heraushebung der Schichten dort führen, wo Interferenzstellen von Sätteln beider Faltungen liegen, und entsprechend werden die tiefsten

Stellen dort sein, wo Mulden-Interferenzstellen sind. Daraus ergibt sich weiter, daß Schichten, die durch die erste Faltung senkrecht gestellt sind, durch die zweite Faltung im Streichen nicht abgelenkt werden; fallen sie aber unter irgend welchem Winkel ein, so werden sie durch die zweite Faltung um so stärker abgelenkt, je flacher sie einfallen, und von der ersten Faltung nicht berührte, also horizontale Schichten nehmen die Streichrichtung der zweiten Faltung an.

Wenn nun diese Erklärung auch geeignet scheint zur Deutung der tektonischen Verhältnisse des vom Verf. untersuchten Teiles des südlichen Tianschan, so ergeben sich doch bei einer Übertragung dieser Ansichten auf das ganze Gebirge, wie dies Verf. in der vorliegenden Arbeit, ja auf ganz Innerasien, wie er dies in seinem vorläufigen Bericht getan hat, erhebliche Schwierigkeiten. Die O—W-Ketten des Tianschan und Kwenlun sollen nämlich durch die erste tertiäre Faltung, die NW- und NNW-Ketten dagegen durch die zweite Faltung entstanden sein. So sei die Gobi (= Tarim-)Mulde durch die zweite Faltung im O und W geschlossen worden. Demgegenüber muß jedoch betont werden, daß durch die Forschungen der letzten Zeit, besonders im Karatau, Tschatkaltan und Ferghana-gebiete, gerade für diese NW-Ketten z. T. höheres Alter nachgewiesen wurde als für die O—W-Ketten, ferner, daß alle diese Ketten nicht tertiärer, sondern schon carbonischer Entstehung sind, und daß sie im Tertiär hauptsächlich radiale Dislokationen erfuhren, während tangential Bewegungen auf die Randgebiete beschränkt blieben, wo sie als Folgeerscheinungen der radialen auftreten.

Auch für den südlichen Tianschan liegt die Annahme nahe, daß die Überschiebungen in gleicher Weise entstanden sind, hervorgerufen durch die Senkung der Tarimscholle, und daher stets vom höheren gegen das tiefere Gebiet hin erfolgt sind. Es sind, meiner Ansicht nach, Einzelerscheinungen bei der im Tertiär stattfindenden Zertrümmerung des carbonischen Faltengebirges, wobei sich die inneren Teile gegen tangential Bewegungen widerstandsfähig verhalten, so daß solche nur in den Randgebieten vor sich gehen.

Kurt Leuchs.

Meister, A. K.: Vorläufiger Bericht über die geologischen Untersuchungen im Gebiete der Flüsse Mamakan, der Großen und Kleinen Kunkudera und der oberen Angara im Jahre 1911. (Geol. Untersuch. in den sibirischen Goldgebieten, Lenascher Goldbezirk. Liefg. 9. 22 p. 1 Karte. 1913. Russ. mit kurzer deutscher Zusammenfassung.)

Leuchs, Kurt: Über die Entstehung der kontinentalen Ablagerungen des Tianschan. (Centralbl. f. Min. etc. 1914. 22—26.)

Muschketow, D.: Vorläufiger Bericht über die tektonischen Ergebnisse der letzten Forschungen in Ost-Ferghana. (Dies. Jahrb. 1914. I. 25—42. 7 Taf.)

Deutsche Kolonien.

E. Scholz †: Beiträge zur Geologie des südlichen Teiles Deutsch-Ostafrikas. (Mitt. a. d. Deutschen Schutzgeb. 27. 49/67. 1914. Mit 1 Skizze u. 1 Profil im Text.)

Die inhaltreiche Arbeit bringt in gedrängter Form die Ergebnisse einer im Jahre 1912 im Auftrage des Kais. Gouvernements unternommenen Dienstreise. Zur Orientierung sei auf die Blätter des Großen Deutschen Kolonialatlases 1:1000000 oder die Blätter der Karte von Deutsch-Ostafrika 1:300000 verwiesen.

I. Morogoro—Kissaki (Uluguru-Gebirge).

Aus dem Mantel von jungen Eluvialgebilden treten die kristallinen Schiefer im westlichen Uluguru-Gebirge in den Tälern (z. B. dem Mgeta-Tal) und in schroffen Graten und Rücken heraus. Streichen und Fallen der Biotitgneise und Amphibolite wechselt außerordentlich. Zahlreiche Pegmatit- bzw. Quarzpegmatitgänge, diese oft mit viel Turmalin. durchsetzen vorwiegend in N—S-Richtung den Gneis. Der Muscovit, um dessenwillen die Gänge aufgesucht und abgebaut werden, ist in dicken buchähnlichen Paketen unregelmäßig verteilt. Als Nebengemengteile kommen in den Pegmatitgängen vor: Uranpecherz, Plumboniobit, Schwefelkies, Arsenkies, Zinkblende, Bleiglanz, Wismutglanz und (in Ostuluguru) auch Kupferkies.

Nach S fehlt dem Uluguru-Gebirge der sonst vorhandene Steilabfall; es löst sich hier in ein aus Gneisen bestehendes Vorland auf, das gegen die Mgeta-Ebene an den Wigu-Hügeln und in der Mitte zwischen Kirengwe und Kitombani durch deutliche Reibungsbreccien tektonisch abgegrenzt ist. Diese Störungslinie bringt Verf. in Verbindung mit der von BORNHARDT angenommenen Mwuha-Bruchlinie. Damit ist für die mit mächtigen Alluvionen erfüllte Ebene von Kissaki die Grabennatur erwiesen, denn das Vorhandensein von Spalten an ihrem Südrande stand bereits seit BORNHARDT's Forschungen an den Quellen von Madji ya Weta fest.

II. Kissaki—Mahenge.

Die bereits von DANTZ aufgefundenen Karooschichten der südlichen Mkattasteppe wurden von Verf. näher untersucht. In den Msangalobergen hat man (durch eine Verwerfung getrennt?) dicht am Gneis grobkörnige Arkosen, Sandsteine (z. T. wohl eingekieselt), weiterhin z. T. kalkige Tonschiefer mit Equisetaceenresten und *Glossopteris*-Blättchen. rote Sandsteine und Letten, Schichten, die sämtlich westlich einfallen. Abweichend von der DANTZ'schen Darstellung reichen die Karooschichten noch auf die Westseite des Ruhembe-Flusses hinüber und fallen hier östlich ein. Demnach ist die ganze auf 800—900 m Mächtigkeit zu schätzende Schichtenfolge muldenförmig zwischen dem Hochlande von Ussagara und dem Uluguru-Gebirge eingesunken. Mit den nur 80 km entfernten Karooschichten am Rufyi zeigen sich nur geringe Übereinstimmungen.

Der 150 km lange hohe Steilabfall des Uhehe-Ussagara-Gebirges ist wahrscheinlich tektonisch bedingt; er zeigt Hornblendebiotitgneis mit

Amphiboliteinlagerungen bei wechselndem Einfallen. Die Bodenarten und ihre Bewirtschaftung werden kurz geschildert. Über das bisher geologisch recht wenig bekannte Gebiet von Mahenge südlich des Ulanga-Flusses weiß Verf. folgendes Neue zu berichten. Den Untergrund bilden Gneise von wechselnder Beschaffenheit und Lagerung, doch herrscht ein Hornblendegneis mit steilem W-Einfallen vor. Vom Kapula-Berge ab wurde Sedimentgneis festgestellt in Gestalt von südwestlich einfallendem Graphitgneis mit (wohl 900 m) mächtigem kristallinen Kalk, der für sich allein den Muhulu-Rücken von Upala zusammensetzt.

III. Mahenge — Ubenaposten.

Beim Abstieg von Mahenge nach SO ins Tiefland von Upogoro traf Verf. wiederum kristalline Schiefer sedimentären Ursprungs an, nämlich kristalline Kalke, die in einer Zone mit Biotitgneisen wechsellagerten, ferner Quarzite und feinkörnige Biotitgneise und Biotitgranatgneis, alle flach nach SW bis SSW einfallend. Südlich des Kissaka-Baches erscheint grobkristalliner Orthogneis, dessen Verband mit den Sedimentgneisen nicht ersichtlich ist. Bald hinter Mgoha's Dorf verschwinden die Gneise unter horizontalen, hellrötlichen Konglomeraten und Breccien der Makonde-schichten. In mürben Sandsteinen dieser Schichten kommen zwischen den Mahogo-Bergen und dem Luwegu viele gut erhaltene, 8—10 m lange, allerdings meist in Stücke zersprungene, verkieselte Baumstämme von 0,7—0,8 m Durchmesser vor, so daß man von versteinerten Wäldern reden kann. U. a. soll *Dadoxylon Dantzii* Pot. vertreten sein. Die Mbemba-Berge sowie die Berge der Landschaften Mgende und Luhanjandu bestehen ebenfalls aus Makonde-Schichten; die eingekieselten sogen. Nevala-Sandsteine, welche angeblich für die oberen Makonde-Schichten bezeichnend sind, finden sich in Geröllen als Denudationsreste. Insgesamt erreichen die Makonde-Schichten wohl 400 m Mächtigkeit und 800 m Seehöhe; sie sind reine Wüsten- oder Steppenbildungen, in der Hauptsache hervorgegangen aus der Zerstörung des benachbarten kristallinen Untergrundes (bemerkenswerte Lokalfazies!) und seiner Wiederverfestigung nach teilweise äolischer, teilweise fluviatiler Umlagerung. Den Makonde-Sandsteingebieten eigen und noch unerklärt sind die schmalen, 2—3 m tief eingesenkten, aber langgestreckten Matanda, Teiche mit meist durchhalten-dem Wasser.

Es war dem Verf. auch vergönnt, das geologisch bis dahin gänzlich unerforschte Mbarika-Gebirge kennen zu lernen, leider aber ist von ihm die topographische Aufnahme des Reiseweges von Kwalibuka durch das genannte Gebirge bis zur Matissi-Mündung unterlassen worden. Die sonst fast horizontalen Makonde-Schichten zeigen südöstlich vom Mbarika-Gebirge am Luwegu plötzlich Steilstellung und wechselndes Schichten-einfallen, was Verf. als Beeinflussung durch eine 15—20 km lange, fast Ost-West verlaufende und auch im Gelände hervortretende Bruchlinie deutet. An diesem Bruche ist gegenwärtig der Gneis gegen die Makonde-Schichten verworfen, doch sollen Gerölle des sogen. Nevala-Sandsteins im Gebiete des Gneisrotlehms auf eine ehemals weitere Ausdehnung der

Makonde-Schichten hindeuten. Den Kern des Gebirges bilden SW—NO streichende Granitgneise, die tief zu Roterde und Quarzgrus verwittert sind, im Norden sind feinkörnige Biotitgneise, Glimmerschiefer und auch Diabase vertreten.

Das nordwestlich vom Mbarika-Gebirge passierte Ruhudje-Tal ist ein mit jungen und älteren Alluvionen erfülltes Erosionstal; an den Mnjera-Schnellen kurz oberhalb [die Angabe „unterhalb“ auf p. 60 dürfte ein Versehen sein] der Njama-Mündung steht SW—NO streichender Biotitgneis an. Auch in der urwaldreichen Landschaft Masagati wird dies Gestein gelegentlich sichtbar. Das 1500 m hohe, baumlose Plateau von Lupembe-Ubena erweist sich unter den mächtigen Verwitterungsböden bestehend aus Biotitgranit mit Übergängen zum Diorit (sogen. Ubenagranit). Von Ruaha (Mnjera) ab treten darin grüne Ganggesteine (u. a. Labradorporphyrit) häufig auf, in der Nähe des Ubenapostens außerdem noch Anzeichen für Quarzporphyr und Quarzgänge mit geringen Mengen von kupferhaltigem Pyrit.

IV. Ubenaposten—Neulangenburg.

Der Ubenagranit reicht bis in die Landschaft Ligodiwacha; grüne, N—S streichende Ganggesteine sind hier, in Werera und Utsindiri häufig. Einen Beweis für die Intrusivnatur des Granits liefert in der letzteren Landschaft eine turmalinimprägnierte Scholle von Schiefen und Sandsteinen, wie solche in der Landschaft Kipengere westlich des Mbarali und in Buanyi sehr verbreitet sind und durch ihre geringe Kristallinität auffallen. Anscheinend im Hangenden dieser Schichten folgen weiter westlich hochgradig kristalline Schiefer mit Diabasen und Gabbros, aber dazwischen auch normale Sedimente von jüngerem Aussehen, wie sandige Mergelschiefer (westlich des Wanete) oder Sandsteine (östlich Bulongwa). Mit BORNHARDT nimmt Verf. für die kristallinen Schiefer ein höheres Alter an (= Swaziland bzw. Malmesbury beds in Südafrika) und erklärt den Verband mit den jüngeren Sedimenten und die anormale Lagerung für eine Folge beträchtlicher Störungen.

Die BORNHARDT'sche Feststellung, daß in Buanyi die alten Schiefer diskordant von einer Folge von Konglomeraten und Sandsteinen überlagert werden, wird vom Verf. an der Hand eines Profiles (p. 54) dahin erweitert, daß auch die unter dem Sandstein folgenden roten Tonschiefer und Quarzite an der transgredierenden Lagerung teilnehmen, mithin nicht, wie BORNHARDT angenommen hatte, zu den metamorphen Schiefen gehören. Am Mulewesi-Berge (2900 m) fallen diese transgredierenden Sedimente steil zum Njassa ein, während sie in Buanyi flach eingemuldet sind, wie man deutlich an dem Ausstreichen einer kupferhaltigen Mergelschieferbank am Berge Tja Tukwa (1800 m) wahrnehmen kann. Diabase durchsetzen auch diese übergreifenden Schichten noch. Hatte BORNHARDT die transgredierenden Konglomerate und quarzitischen Sandsteine mit den südafrikanischen Kapschichten im Sinne SCHENCK's parallelisiert, so ist Verf. nunmehr in der Lage, diese Schichten mit der Mafingi-Gruppe zu vergleichen, welche ANDREW und BAILEY aus dem Nyassaland beschrieben haben (Quart. Journ.

Geol. Soc. 66. p. 189 ff.) und weiterhin mit der Formation des Witwatersrandes.

Von besonderem Interesse sind die mit allem Vorbehalt geäußerten Ansichten des Verf.'s über die Parallelisierung der kristallinen Schiefer und Granite Ostafrikas mit denjenigen von Südafrika. Zu der Fundamentalgneisformation sollen die Gneise von Ugogo, Uhehe, Ussagara usw. zusammen mit den eingelagerten Amphiboliten und Granuliten gehören, ferner auch der Granit von Uniamvesi. Zu den jüngeren kristallinen Schiefen rechnet SCHOLZ die Schiefer sedimentären Ursprungs, wie die Quarzite, kristallinen Kalke, Graphitgneise, Glimmerschiefer, Phyllite, Eisenquarzschiefer. Jünger noch als die Faltung dieser Schiefer sind die meisten Diabasgänge und Granitpegmatite.

Der ersten Intrusivperiode Vorr's könnte ein Granit in Ukonongo entsprechen, wo Schollen von Hornblendegneis vom Granit umschlossen sind und dieser seinerseits in ebener Fläche von Quarziten usw. überlagert wird. Jedenfalls einer jüngeren Intrusivperiode müßte der Ubenagranit angehören, doch ist es fraglich, ob diese Periode zusammenfällt mit der zweiten Intrusivperiode Vorr's. Zu dieser letzteren rechnete KUNTZ bereits die Irambaganite, und Verf. reiht ihnen die Pegmatite des Uluguru-Gebirges usw. an. Eine sehr wichtige Beobachtung über die untere Altersgrenze eines Intrusivgranits hat Verf. am Kavoloberge (Bez. Langenburg) gemacht, wo angeblich untere Karoo-Schichten von einem Granitpegmatit durchsetzt werden. Auch Diabas scheint dort sowie auf dem Iwogo-Rücken in Gängen innerhalb der Karoo-Schichten aufzutreten.

Schließlich glaubt Verf. aus einem Profile im Aufstieg von Muakaleli zum Eltonplateau in großen Zügen folgende Entstehungsgeschichte des Njassagrabens ableiten zu können:

1. Verwerfung der Witwatersrand-Schichten gegen den Gneis.
2. Vermutlich in Verbindung mit dieser Spalte: Deckengrüsse von Basalt und Trachyt.
3. Einbruch des jetzigen Grabens.
4. Aufschüttung der Vulkane innerhalb des Grabens.
5. Jüngste Eruption der Bimssteinaschen nach einer längeren Ruhepause, während der die Laven tief verwitterten.

Koert.

E. Scholz †: Beiträge zur Geologie der südwestlichen Grabengebiete Deutsch-Ostafrikas. (Der Pflanzler. 10. 1914. No. 2, 8 p.)

Bringt u. a. die Ergebnisse von Beobachtungen, welche Verf. auf seinen Dienstreisen in der Gegend zwischen dem Njassa und Tanganjika während des Jahres 1913 angestellt hat.

Seit alten Zeiten erscheint längs des heutigen zentralafrikanischen Grabens eine Zone geringeren Widerstands in der Erdrinde angedeutet durch die Intrusivgranite von Kirando und östlich von Bismarckburg, auch

durch die verschiedenen Quarzporphyre, Diabasporphyrite und Diabasmandelsteine. Letztere stellen wohl die jüngsten Eruptivprodukte am Tanganjika dar. Wenn aber Verf. die roten Sandsteine (z. B. vom NO-Ufer des Tanganjika), denen die Mandelsteine eingeschaltet sind, mit den Beaufortschichten Südafrikas, also mit mittlerer Karooformation, gleichstellt, so ist er wohl im Irrtum, und es mag im Rahmen dieses Referats nur auf die Feststellungen TORNAU's (Beiträge z. geol. Erforschung d. Deutschen Schutzgeb. H. 6. p. 33/34) verwiesen sein, wonach die Tanganjikasandsteine als erheblich älter und als Äquivalente des südafrikanischen Potchefstroom-Systems zu gelten haben.

Wir erfahren nebenbei, daß Verf. an der Basis der Karooschichten am Njassa glaziales Dwykakonglomerat nachgewiesen haben will, was wohl noch näher zu prüfen wäre.

Auffallend im Gegensatz zum Njassa-Graben und zur Ostafrikanischen Bruchstufe ist am Tanganjika das Fehlen der jungvulkanischen Deckenergüsse, trotzdem hier der Grabeneinbruch nach neueren Lotungen besonders tief in die Erdrinde (bis 1000 m unter Spiegel des Indischen Ozeans!) eingegriffen hat.

Die bereits von KOHLSCHÜTTER ausgesprochene Annahme, daß der Njassa-Rukwa-Graben bis zum Tanganjika fortsetze, wird bestätigt und gestützt durch den Hinweis auf eingesunkene Sandsteinschollen, die SCHOLZ zur Karooformation rechnet. Die westliche Randspalte des Rukwa-Grabens ist zwar topographisch von Mpimbuë ab weniger kenntlich, geologisch aber trotz der Knickungen bei Mpimbuë und Malambo an den Manjoropungulu-Hügeln entlang bis Karema zu verfolgen. Eine Gabelung dieses Grabens wird in 6° 45' südl. Br. vermutet. Die Fortsetzung des Rukwa-Grabens auf der belgischen Seite des Tanganjika ist der Lukuga-Graben zwischen den Bergen Kiangia und Mugila, und die Richtungsänderung des Tanganjika in der Linie Kap Kunguë-Lukugaausfluß dürfte wohl durch diesen Rukwa-Lukuga-Graben bedingt sein.

Nach alledem ist der Tanganjika-Graben jünger als der Njassa-Rukwa-Graben und vielleicht auch jünger als die Ostafrikanische Bruchstufe. Seine Entstehung wäre, wenn man das Miocän als die Bildungsepoche der älteren Gräben ansieht, ungefähr ins Pliocän zu versetzen, und damit wäre auch der Schlüssel für die verschiedenen jugendlichen Vulkanerscheinungen nördlich des Tanganjika und für die im Njassa-Rukwa-Tanganjika-Gebiet häufigen Erdbeben gegeben. Koert.

H. Reck: Vulkanologische Beobachtungen an der Deutsch-Ostafrikanischen Mittellandbahn. (Zeitschr. f. Vulkanologie. I. 78—86, 1914, Mit 2 Textfig.)

E. Scholz†: Vulkanologische Beobachtungen an der Deutsch-Ostafrikanischen Mittellandbahn. Eine Richtigstellung. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 66. Monatsber. 330—335.)

Die erste Arbeit beabsichtigt in Form von Tagebuchnotizen Kunde zu geben von völlig unbekanntem Anzeichen für jugendlichen Vulkanismus im Zuge der Tanganjikabahn.

Im Störungsgebiet der Ostafrikanischen Bruchstufe will RECK

1. zwischen km 479,8—479,9 der Bahnlinie in einem jungen Seeabsatz glasige, basaltische Lapilli entdeckt haben. SCHOLZ weist aber nach, daß der junge Seeabsatz bereits mehrfach beschrieben und als eluvialer verkitteter Granitschutt erkannt ist, und daß die sog. Lapilli Gesteinsgläsern ähnliche Opalabscheidungen sind.

2. Ein Gesteinsvorkommen zwischen km 556,7—557,0 wird von RECK als Basalt zwischen Sandsteinen gedeutet, während bereits 1913 durch TORNAU (Beitr. z. geol. Erf. der Deutsch. Schutzgeb. H. 6) von derselben Stelle der Rest eines Ganges von Olivindiabas in verwittertem und wieder verfestigtem Granit beschrieben wurde, wie SCHOLZ darlegt.

Die von RECK in der Nähe des Tanganjika angeblich beobachteten beiden Basaltvorkommen sind nach SCHOLZ entweder längst bekannte Diabase bzw. Diabasmandelsteine (sog. 4. Vorkommen in den Njamuribergen) oder es sind höchstwahrscheinlich alte Eisenschlacken der Eingeborenen für Naturprodukte gehalten (sog. 3. Vorkommen.) Koert.

F. Tornau (†): Zur Geologie des mittleren und westlichen Teiles von Deutsch-Ostafrika. (Beiträge zur geologischen Erforschung der Deutschen Schutzgebiete, herausgegeben von der Geologischen Zentralstelle für die Deutschen Schutzgebiete. Heft 6. 1913. Mit 9 Fig. im Text, 6 Taf. u. 1 geol. Routenkarte. 61 p.)

FRITZ TORNAU ist inzwischen den Heldenod für sein Vaterland gestorben, und so ist die vorliegende Arbeit zur letzten geworden, welche er der Geologie des ihm vertrauten Deutsch-Ostafrika widmen konnte.

Er beabsichtigte, in dieser Arbeit als vorläufige Mitteilungen einige Ergebnisse der von ihm 1910/11 geführten Expedition zu bringen, welche die bergbaulich-geologische Erforschung des Gebietes längs der Tanganjikabahn zwischen Tabora und Ujidi bezweckte.

1. Der Granit im zentralen Teil des nördlichen Deutsch-Ostafrika.

Der „zentrale Granit“ bei Tabora ist in der Hauptsache typischer richtungslos körniger Granitit, höchstens gelegentlich porphyrisch. Nach Westen geht er aber zwischen Tumbi und Kagando in flasrigen Granitgneis, z. T. in Augengneis über, die beide jedenfalls als Orthogneise zu gelten haben. Im Osten stellt sich Gneistextur nur vereinzelt ein und hier grenzt er bei Ipala und Tschunjo westlich von Mpapua an alte kristalline Schiefer, wie Paragneise, Quarzite und Quarzitschiefer. Weite Strecken des Granitgebietes sind mit sandigen Deckschichten, Rot- und Gelberde, Krusteneisenstein, Steppenalk und Alluviallehm verhüllt.

2. Verfestigter Granitgrus in der Gegend von Kili-matinde.

In den Aufschlüssen der Zentralbahn an der Ostafrikanischen Bruchstufe unweit Kilimatinde kommen eigenartige, bereits von VAGELER und O. E. MEYER richtig gedeutete Eluvialbildungen vor, nämlich Trümmer von Quarz und auffallend frischem Feldspat, zu einem porös-löcherigen Gestein verkittet. Die Kittsubstanz ist entweder Opal oder ein Gemenge von wasserhaltigem Tonerdesilikat mit Opal. Das Gestein lagert auf stark verwittertem Granit, gelegentlich in mehr als 7 m Mächtigkeit, und geht nach oben in den tropischen, eisenschüssigen, lockeren Verwitterungsboden über, der hier und da Brauneisenstein in Bohnerzform führt. Es handelt sich nach alledem um einen verkitteten Granitgrus, für dessen Bildung ein trockenes vorpleistocänes Klima angenommen wird. Solches Gestein ist in Ugogo und noch 80 km westlich der Bruchstufe verbreitet.

3. Die Sandstein- und Kalkkieselschichten am Tanganjika-See.

Kurz vor dem Übergang der Zentralbahn über den Mlagarassi-Fluß legt sich vom Ugagaberge ab auf den Gneisgranit die bereits durch DANTZ näher beschriebene „Zone der flach gelagerten roten Sandsteine“, jedoch ist im Mlagarassi-Tale der Gneisgranit noch bis zur Saline Gottorp unterhalb der Sandsteindecke sichtbar. Durch eine Profilskizze (Fig. 5) sucht Verf. es wahrscheinlich zu machen, daß die Gneisoberfläche im Zuge des Mlagarassi zu einer Fastebene abgetragen ist, welche noch unter den heutigen Tanganjikaspiegel reicht und deren Entstehung in die Zeit vor dem Absatz der roten Sandsteine zu setzen ist.

An mehreren Profilen konnte die Gesteinsentwicklung des Sandsteinhorizontes eingehend studiert werden; dabei ergab sich, daß an der Basis bisweilen ein dünnes Konglomerat mit Windkantern liegt („Berg der Perlen“ am Sindifluß), über welchem in der Hauptsache Sandsteine und Arkosen mit tonig-kaolinischem oder quarzigem Bindemittel folgen, während Letten und bunte Schiefertone nur wenig beständige Einlagerungen bilden. Bei Udjidji sind schöne Wellenfurchen in den Sandsteinen nicht selten. Die rote Färbung der Sandsteine macht in der Tiefe der hellen Farbe Platz, scheint also sekundär zu sein. Nach oben hin stellen sich kalkige Schichten und dolomitische Kalke mit Hornstein ein. Fossilien konnten nicht gefunden werden, auch sind Eruptiva innerhalb der Sandsteine nicht beobachtet worden; die im Gneis nicht seltenen basischen Ganggesteine schneiden mit dem Sandstein ab. Die Lagerung ist im allgemeinen horizontal bis schwach geneigt, nur am Linkonteberg (linkes Ufer des unteren Sindi) auch gefaltet. Sehr unregelmäßige Lagerung herrscht aber an der Steilküste des Tanganjika.

Als Kalkkieselschichten bezeichnet TORNAU die wahrscheinlich über den Sandsteinen folgenden Kalke und Dolomite mit Hornstein, der, wie das bereits KALKOWSKY an DANTZ'schem Material festgestellt hat, aus der Verkieselung des Kalkes und Dolomites sekundär hervorgegangen ist. Erwähnenswert sind noch Kieseloolithe. Mit Vorliebe treten die Kalkkieselschichten z. T. in Resten an Diabas- bzw. Diabasmandelsteinbergen auf, was nach Ansicht des Ref. vielleicht einen Schluß auf die

Herkunft der Kieselsäure-Lösungen zuliebe. Trotz des Auftretens von Phlogopit im Kalke am Fuß des Katschatscha-Berges möchte der Verf. mit DANTZ den Diabas für älter als den Kalk halten [p. 31 Zeile 9 von unten steht zwar „jünger“, aber aus den folgenden Sätzen geht hervor, daß hier ein Lapsus vorliegt], indem er sich auf die Effusivnatur der Diabase und die ungestörte Lagerung der Kalkkieselschichten beruft. Die Frage scheint nach Ansicht des Ref. jedenfalls einer Nachprüfung dringend zu bedürfen.

Wenn auch Sandsteine und Kalkkieselschichten nie in einem Profile zusammen beobachtet wurden, so steht doch für den Verf. ihre Zusammengehörigkeit fest und er vereinigt sie als „Tanganjikaformation“, die dem Potchefstroomsystem des Transvaal entsprechen soll, während DANTZ sie zur Karoformation stellen wollte.

4. Die Solquellen am Mlagarassi und Rutschugi.

Am Zusammenfluß von Mlagarassi und Rutschugi entspringen aus klüftigem Diabas, der das kristalline Grundgebirge gangförmig durchsetzt, eine Reihe von Solquellen, deren eine seit Jahren auf der Saline Gottorp ausgebeutet wird. Diese Quelle führt zwischen 15 und 19% NaCl und soll bei einer Entnahme von 50 cbm täglich nicht voll ausgenutzt werden. Im Gegensatz zu DANTZ, der das Salz von der Auslaugung der Sandsteine herleiten wollte, sucht TORNAU die Quelle für den Salzgehalt in Wässern, die aus den Salzsteppen am Rutschugi und Mlagarassi herrühren und dem Grundwasser zufließen.

5. Kupfererzvorkommen in den Sandstein- und Kalkkieselschichten der Tanganjikaformation.

Das oft genannte Kupfervorkommen am Berg der Perlen besteht aus Anflügen von Malachit und Kupfervitriol am Sandstein-Steilrand des Berges und verteilt sich auf etwa 1 km. In Bänken durchgehende Imprägnation fand sich nicht, sondern nur solche an Klüften und Schichtflächen (Durchschnittsgehalt des Sandsteins: 0,07—0,18% Cu). Für einen Abbau soll sich das Vorkommen nicht eignen. Verf. nimmt an, daß die Kupferminerale von oben her aus bereits denudierten Schichten infiltriert seien, doch erscheint dieser Schluß nicht sehr überzeugend, um so weniger, als erwähnt wird, daß ein unterhalb des Berges im Gneis aufsetzender Quarzgang ebenfalls Malachit führt. Es könnte also nach Ansicht des Ref. mit demselben Rechte eine Kupferzuführung vom Quarzgang her gefolgert werden.

Hinsichtlich des zweiten, bereits durch DANTZ untersuchten Kupfervorkommens in den Njamuribergen östlich von Udjidji ergab sich nichts Neues.

6. Geologische Beschaffenheit der Tanganjika-Küste.

Eine mehrwöchige Fahrt mit dem für die Expeditionszwecke gecharterten Dampfer gab dem Verf. zu mancherlei Beobachtungen auf und an dem Tanganjika Gelegenheit. Aus zwei durch A. BÖHM angefertigten Analysen des Seewassers geht hervor, daß der See an der Oberfläche heute nur Süßwasser führt. Damit ist selbstverständlich nicht ausgeschlossen, daß das Tiefenwasser eine andere Zusammensetzung hat,

welche für die Beurteilung der Frage nach dem Ursprung der halolimnischen Fauna des Sees maßgebend sein könnte.

Auf den Ufergesteinen finden sich ganz gewöhnliche Kalkkrusten als Absatz aus dem (besonders auch magnesiahaltigen) Seewasser. [Ref. möchte daran erinnern, daß vom Kivusee dasselbe Verhalten berichtet wird.]

Verhältnismässig jugendliche, aber bereits z. T. gestörte Strandterrassen konnten bis zu 17 m über dem Seespiegel beobachtet werden, sollen aber nach Ansicht des Verf.'s nicht notwendig auf einen höheren Wasserstand deuten, sondern durch Ansteigen der Ufer in diese Höhe gelangt sein.

Über die Ausdehnung und die Lagerungsverhältnisse des Tanganjika-sandsteins am Seeufer erfahren wir folgendes. Die Nordgrenze der Sandsteine verläuft zwischen dem Nsassafluß und der Landschaft Njansa, die Südgrenze etwa am Twaleberge südlich Udjidji. Die Lagerung ist am Seeufer im Gegensatz zu den Angaben von DANTZ sehr unregelmäßig. Auch im Grundgebirge (Gneise, Glimmerschiefer, Quarzite, Granite) am Nordostufer des Sees ist ein gesetzmäßiges Streichen nicht zu erkennen.

Das ältere Gebirge südlich von Udjidji weist neben Gneisen und Graniten 14 km N Karema ein Lager von kristallinem Kalk und in dem Abschnitt zwischen der Insel Kilangi und Bismarckburg u. a. Quarzporphyr auf. Bei Bismarckburg wird die Horebai von Sandsteinen umrahmt, die Verf. ebenfalls der Tanganjikaformation zurechnet.

Von der rhodesischen bezw. kongolesischen Seite des Sees stammen folgende Beobachtungen. Entsprechend den Verhältnissen des deutschen Ufers stehen am Fuß der Randberge zwischen Kap Ada und Kapampa Granit und Quarzporphyr an. Muscovitsandstein vom Kap Kipimbwe wird zur Tanganjikaformation gerechnet. Von Kapamba bis Baudouinville herrschen Granite vor, weiter nördlich treten noch kristalline Schiefer hinzu.

Das Tal des Lunangwaflusses ist wohl tektonisch angelegt und wird durch die Sedimente des Flusses allmählich zugefüllt.

Die Sandsteine $1\frac{1}{2}$ —2 km unterhalb des Lukuga-Ausflusses aus dem See, ferner die vom Kap Popelin sollen wieder zur Tanganjikaformation gehören. Die Gleichaltrigkeit der Sandsteine von Toa (Albertville) mit denen des deutschen Ufers hatte bereits DANTZ angenommen.

7. Das „Erdwachs“-Vorkommen am Tanganjika-See.

Vom Verf. gesammelte Proben des schon lange bekannten, aber noch nicht näher erforschten Tanganjikabitumens ergaben nach A. BÖHM's Analyse bei der fraktionierten Destillation

bis 150° . . .	2,9	Gewichtsprocente Destillat
von 150—300° . . .	32,5	„
	und 64,6	Rückstand [die Angabe 64,4 ist nach freundlicher Angabe des Herrn A. BÖHM auf ein Versehen zurückzuführen! Ref.]

Das Destillat ist bei gewöhnlicher Temperatur salbenartig fest und enthält mindestens 12,7 % Paraffin. Die Elementaranalyse lieferte: C 86,43, H 12,04, S 0,44, N 0,69. Asche 0,40; Sa. 100,00.

BÖHM definiert das Tanganjika-Bitumen als eine Art erdwachshaltigen Petroleumpechs, vergleichbar dem galizischen Kindebal oder dem Kir von der Insel Tschelekän (Ostküste des Kaspi).

Das Bitumen ist bisher nur am Tanganjika selbst, zwischen Karema und dem Nordende des Sees gefunden. Nach Verf. ist das Muttergestein innerhalb der Tanganjikaformation zu suchen, vielleicht in einem unter dem Seespiegel belegenen Stinkdolomit nach Art des von Mgomire am Rutschugi.

Das Vorkommen wird sowohl für sich selbst als auch für die Ausichten auf Erschließung eines Erdölvorkommens vom Verf. nicht sehr günstig beurteilt, doch sollen weitere Untersuchungen, die Verf. nicht vornehmen konnte, zur abschließenden Beurteilung noch nötig sein.

Den der Arbeit beigegebenen Abbildungen (Landschaften und Kleinformen) liegen meist eigene, gut gelungene photographische Aufnahmen des Verf.'s zugrunde. Die Fig. 1 und 2 auf Taf. 3 gestatten, sich mit einem Blick von der sekundären Verkieselung der Tanganjika-Kalke zu überzeugen. Die im Maßstab 1 : 1 000 000 gehaltene geologische Routenkarte des Gebietes östlich von Udjidi beschränkt sich auf die Darstellung des Reisewegs.

Koert.

H. Lotz: Vergleichende Studien über die südwestafrikanische Küste und ihre Diamantlagerstätten. (Beiträge zur geologischen Erforschung der Deutschen Schutzgebiete. Heft 5. 1913. 57 p. Mit 7 Taf. u. 4 Textfig.)

Die vorliegende Arbeit des im Dienste der Deutschen Diamantengesellschaft stehenden Verf.'s ist als eine Einleitung zu den paläontologischen Arbeiten gedacht, die J. BÖHM und W. WEISSERMEL über das im südwestafrikanischen Diamantengebiet aufgefundene Fossilmaterial in demselben Heft der „Beiträge etc.“ bieten (dies. Jahrb. 1914. II. -453-).

In dem Eingangskapitel wird eine historische Übersicht über die wissenschaftliche Literatur gegeben, welche sich über die südwestafrikanischen Diamanten entwickelt hat.

Das 2. Kapitel behandelt die Erforschung des sogen. Sperrgebiets und die Entdeckungsgeschichte der nördlich vom 26. Grad s. Br. sich erstreckenden „Nordfelder“, insbesondere die von der Deutschen Diamantengesellschaft durch die Herren Dr. REUNING, KLINGHARDT usw. geleistete Forschungsarbeit im Gebiete südlich des 26. Breitengrades.

Recht bald wurde erkannt, daß sich die Diamanten in Küstenterrassen finden, welche S von Lüderitzbucht bis Gameis zu verfolgen sind; eine Verbindung mit den Terrassen des Oranjeflusses, in dem man eine Zeitlang den Zubringer der Diamanten vermutet hatte, war aber nicht festzustellen.

In dem bei diesen Expeditionen 30—40 km östlich vom Bogenfels entdeckten Klinghardtgebirge fanden sich nach E. KAISER'S Bestimmungen u. a. Nephelinsyenitporphyre, die wahrscheinlich nicht bloß in Gängen, sondern auch als Decken auftreten und wohl mit dem Eläolith-

syenit des Pomonagebiets in Verbindung stehen. Gerölle der Gesteine des Klinghardtgebirges finden sich nach N noch bis 10 km N Prinzenbucht in den diamantführenden Küstenterrassen.

Bei Bogenfels, wo sich auch reiche Diamantfelder einstellen, liegt bis zu Höhen von mehr als 100 m hinaufreichend ein ganzes System von Küstenterrassen vor, und an einer Stelle, 7 km NNO vom Bogenfels, ist noch die ursprüngliche Meeresablagerung erhalten in Gestalt von fossilführenden, mergelig-tonigen Schichten mit Diamanten und Achatgeröllen (Seehöhe etwa 40 m). Wenn an anderen Stellen Fossilien noch nicht gefunden sind, so dürfte sich das daraus erklären, daß dort eben nicht mehr die ursprünglichen Absätze, sondern deren kiesige Verwitterungsrückstände mit den Diamanten und Achatgeröllen vorliegen. Die Fossilien deuten nach BÖHM's Untersuchungen auf Tertiär hin, aber nicht, wie MERENSKY meinte, auf die Umtavunaschichten der Kreide.

SO von Bogenfels treten ähnliche, 80 m mächtige mergelige Sande mit Diamantführung bei der Wasserstelle Buntfeldschuh auf, lieferten aber an Fossilien bisher nur Haifischzähne; das Verhältnis dieser Terrassen zu denen vom Bogenfels ist noch nicht klargestellt. Nach des Verf.'s Ansicht dürften die gesamten Terrassen vom Tertiär bis zur Jetztzeit entstanden sein. Die höheren Terrassen scheinen reicher an Diamanten zu sein, während die heutigen Strandbildungen offenbar diamantfrei sind.

Das der freien Schürftätigkeit überlassene Gebiet nördlich vom 26. Grad s. Br. ist leider nur sehr unvollkommen bekannt, weil der einzelne Schürfer gar kein Interesse an weitergehenden Forschungen, geschweige denn an Preisgabe seiner Beobachtungen hat. Was man von diesem Gebiet weiß, verdankt man nur Offizieren und Beamten, die in z. T. gefährvollen Marschen längs der Küste vorgingen oder auch vom Innern her, den Rivieren folgend, die Namib durchquerten.

Im Kapitel „Vergleichende Küstenstudien“ schildert Verf. an der Hand mehrerer Kartenskizzen und dem Material seiner Gesellschaft den Küstenstrich nördlich Lüderitzbucht.

Den Hauptzug in dieser Landschaft bestimmt der südlich Lüderitzbucht bei Elisabethbucht beginnende Dünengürtel, der in 350—400 km Länge und 40—150 km Breite die Küste bis zum Unterlauf des Swakop begleitet. Am Strande entstehen zunächst unter der Herrschaft des Südwindes Barchane, diese gehen im Norden und Osten schließlich in lange Strichdünen über. Wie sich zu diesen Wanderdünen die weiter im Innern auftretenden, riesigen, z. T. bewachsenen und daher festliegenden Dünen verhalten, ist noch ein Rätsel. Im einzelnen treten N von Lüderitzbucht die Dünen zum ersten Male nördlich Boots- und an den Strand, und bis hierher sind auch die Diamantablagerungen auf dem Küstenstreifen von Gneisgranit fast ununterbrochen vorhanden. Von Kl. Anichab bis zur Hottentottenbucht weicht dann der Dünengürtel landeinwärts zurück, und es breitet sich vor ihm als sprechender Beweis für eine negative Strandverschiebung eine verlandete Lagune aus, welche bereits eine gegenüber der Itschabo-Insel hart an der Küste belegene Berggruppe mit dem Festlande

verbindet. In diesem Verlandungsgebiet liegen die ergiebigen Wasserstellen von Anichab, welche Verf. auf den unter den Dünen hindurch austretenden Grundwasserstrom des Koichabriviers zurückführt. Unbedeutende Diamantvorkommen sind in diesem Küstenbezirk nachgewiesen.

Zwischen Hottentotten- und Spencerbucht erreichen die Dünen auf eine Strecke von 50 km das Meer, nur zweimal von festen Gesteinsvorkommen unterbrochen (Höhlenberg und Sattelberg). Dagegen stellt sich nördlich von Spencerbucht wieder längs des Dünenfußes eine schmale Küstenterrasse mit Diamantablagerungen ein. Auch hier Verlandungserscheinungen.

Bei den Osterklippen wird Gneis von Quarziten, Sandsteinen und Kalk bedeckt; der nördlich von hier zwischen Dünen und Meer belegene Sylviahügel besteht oben aus Dolomit, tiefer aus Quarziten, Schichten, die Lotz als Vertreter der hier gefalteten Namaformation auffaßt, ebenso wie den ähnlich zusammengesetzten Zug von Bogenfels bis zum Zweikuppenberg [RANGE zieht allerdings diese Schichten zu seinen Schiefen der Primärformation].

An der S. Franziskusbucht liegt die Wasserstelle Naribis in Dolomit, und von hier ab treten wieder die Dünen in steilem Abfall bis Meob ans Meer heran. Der 15 km lange Streifen von Wasserstellen bei Meob gilt allgemein als Mündung des Grundwassers vom Tsauchabrivier und bezeichnet den Anfang eines ausgedehnten, bis zur Empfängnisbucht reichenden Verlandungsgebietes, das sich an einem niedrigen Streifen alten Gebirges (Granit mit zahlreichen Diabas- und Basaltgängen) westwärts anschließt. Die Ganggesteine sind noch genauer zu untersuchen, sie werden dadurch wichtig, daß sich in ihrem Schutz diamantführende Kies angesammelt bzw. erhalten hat. Die letzten Diamanten sind nach Norden zu bis zu dem Dünengebiet südlich von Empfängnisbucht bekannt geworden, doch ist ein vereinzelter Fund noch 200 km nördlicher zu verzeichnen, ohne daß es gelungen ist, in dem Zwischenraum Diamanten aufzufinden.

Die Empfängnisbucht ist stark verlandet; weiter nördlich wechseln Lagunenstriche und Dünengürtel. Bei Sandfischhafen, dessen Nehrung zeitweilig durchbrochen wird, bedingt das austretende Grundwasser des Kuiseb wieder Wasserstellen (v. STAFF). Abgesehen von einer Quarzitklippe bei Sandfischhafen besteht der Strand bis nördlich Walfischbucht nur aus sandigen und kiesigen Küstenterrassen. Der Dünengürtel weist an seinem Rande südlich Walfischbucht eine ganze Reihe von Wasserstellen auf. Walfischbucht selbst ist bekanntlich noch eine offene Bucht. Evidentlich nimmt die Verlandung von Nord nach Süd zu.

In dem Schlußkapitel wird noch näher auf das Vorkommen der Diamanten und auf die bezüglich ihrer Verteilung vorgebrachten Theorien eingegangen.

Feststeht, daß die Verteilung und Ablagerung der Diamanten durch das Meer erfolgt ist; für VORR's Ansicht, daß die Diamanten durch Wasserläufe aus dem Innern herbeigeführt seien, ferner für REUNING's Vermutung, daß sie insbesondere aus dem Klinghardtgebirge stammten, hat sich keine

Bestätigung ergeben. Verf. behauptet nach wie vor, daß die Achate unzertrennliche Begleiter der Diamanten sind. Beziehungen der Diamanten zu irgendwelchen Eruptivgesteinsgängen sind nicht festzustellen.

Da die Größe der Diamanten von Empfängnisbucht bis Bogenfels zunimmt, etwa von durchschnittlich 9—10 bis zu $4\frac{1}{2}$ pro Karat, und da im Süden die Diamanten überhaupt reichlicher vorhanden sind, so kann auf eine bisher noch unbekannte Quelle der Diamanten im Süden geschlossen werden.

Eine Reihe von meist gut gelungenen Abbildungen nach photographischen Aufnahmen von REUNING, HUBRICH und dem Verf. veranschaulichen teils Landschaftsformen, teils Diamantablagerungen, teils die Erscheinungen der Abrasion oder der negativen Strandverschiebung.

Koert.

Stratigraphie.

Triasformation.

G. v. Arthaber: Die Trias von Bithynien (Anatolien). (Beiträge z. Geol. u. Paläontologie Österreich-Ungarns etc. 27. Wien 1914. 85—206. 8 Taf. 19 Textfig.)

Die ersten Nachrichten über ein Vorkommen von mariner Trias am Golf von Ismid stammen von TOULA, der im Jahre 1896 eine reiche Muschelkalkfauna bei Diliskelessi entdeckte und im X. Bande der oben zitierten Zeitschrift beschrieb. Später erfolgte die Feststellung des Werfener Niveaus bei Gebseh und der ladinischen Stufe mit *Protrachyceras anatolicum* durch denselben Forscher. Im Jahre 1909 hat Prof. K. EXDRISS sehr umfangreiche Aufsammlungen an verschiedenen Stellen in Bithynien gemacht, an denen jedoch die marine Trias nicht in geschlossener Verbreitung, sondern in einzelnen beschränkten Aufschlüssen unter der jüngeren Decke der Kreide und der diluvialen Schotter hervortritt. Dieses Material, das sich zum größten Teile im Besitz der Königl. Naturaliensammlung in Stuttgart befindet und aus über tausend Exemplaren — weitaus überwiegend Ammoniten — besteht, wurde dem Verf. zur Bearbeitung überlassen.

In der vorliegenden Monographie der bithynischen Trias gibt G. v. ARTHABER zunächst eine klare Übersicht über die Stratigraphie und die durch die Bearbeitung des Fossilmaterials ermittelten Faunen. Faunistisch vertreten sind folgende Triasstufen:

1. Werfener Schichten bei Gebseh (nach TOULA diskordant auf Verrucano), in ihrer oberen kalkigen Abteilung mit einer bezeichnenden Bivalvenfauna.

2. Anisische Stufe. Bei Diliskelessi Crinoidenkalk, darüber hornsteinreiche Mergelkalk mit der *Trinodosus*-Fauna. Neben 16 mediterranen

Ammonitenspezies finden sich 14, die auf den anatolischen Muschelkalk beschränkt sind. Dazu kommt noch ein verhältnismäßig starker Einschlag indischer Faunenelemente, der sich insbesondere in dem Auftreten mehrerer Arten der Untergattung *Hollandites* DIEN. und des *Acrochordiceras Balarama* DIEN. [auch des Genus *Smithoceras* DIEN. Ref.] zu erkennen gibt.

3. Ladinische Stufe, deren obere Grenze Verf. jetzt, abweichend von seiner in der Lethaea mesozoica vertretenen Anschauung, unter den Cassianer Schichten zieht. Graugrüne, harte Mergelkalke mit Hornsteinschnüren außer bei Diliskelessi auch bei Tepeköi und Tscherkessli. Auf Buchensteiner Schichten weisen nur *Daonella indica*, *D. tripartita* und *D. Taramellii* in den tieferen Schichten des ladinischen Komplexes hin. Besser charakterisiert ist das Wengener Niveau durch *D. Lommeli* und 6 alpine Ammonitenspezies (darunter *Protrachyceras Archelaus* LBE.), neben denen nur zwei spezifisch anatolische Arten sich finden.

4. Karnische Stufe. Die Fazies der Mergelkalke und Hornsteinkalke reicht bis in die karnische Stufe hinauf. Das *Aonoides*-Niveau ist wesentlich besser charakterisiert als jenes von St. Cassian, für das, strenge genommen, nur ein Ammonit (*Protrachyceras acuto-costatum* KLIPST.) geltend gemacht werden kann. In der *Aonoides*-Fauna treten zu 9 bereits bekannten Arten noch 5 neue hinzu, darunter möglicherweise auch das einzige neue Cephalopodengenus der anatolischen Trias *Ismidites*.

Weder die *Subbullatus*-Fauna des Oberkarnicums noch die norische Stufe sind bisher in Bithynien nachgewiesen worden.

Im Anschluß an diese Mitteilungen wird eine Gliederung der triadischen Cephalopodenfaunen der Dobrudscha versucht, über die zwischen KITTL und SIMIONESCU in einigen Punkten Meinungsverschiedenheiten bestehen.

Die Triasfauna Bithyniens umfaßt 101 Spezies, darunter 60 Ammonoidea, 6 Nautiloidea, 3 Belemnoidea, 7 Gasteropoda, 10 Lamellibranchiata, 12 Brachiopoda, 2 Crinoidea und eine Koralle, die in dem paläontologischen Teil der vorliegenden Arbeit beschrieben werden. Die in des Verf.'s Publikation über die Trias von Albanien (1911) und im „Centralblatt“ für 1912 (p. 245) zuerst in Vorschlag gebrachte Systematik der triadischen Ammoniten wird aufrecht erhalten und weiter ausgebaut. Ich enthalte mich einer Kritik dieses Klassifikationsversuches, der mir ebenso wenig als die bisherigen den Anforderungen an eine natürliche Systematik zu entsprechen scheint. Es sollen daher im folgenden die einzelnen Ammonitengattungen in der von G. v. ARTHABER gewählten Anordnung besprochen werden, ohne auf ihre Zuweisung zu bestimmten Familien und deren Abgrenzung gegeneinander einzugehen. Es kann dies umso eher geschehen, als derartige systematische Fragen für die Beurteilung der anatolischen Triasfauna belanglos sind und ihre Diskussion ein Eingehen auf die in diesem Jahrbuch noch nicht referierte Publikation über die albanische Trias erfordern würde.

Hungarites MOJS. Eine Spezies *H. proponticus* TOULA, die mit *H. Solimani* TOULA vereinigt wird.

Beyrichites WAAG. 2 bzw. 3 Sp. Die Vereinigung der von TOULA teils zu einer besonderen Gattung *Nicomedites* erhobenen, teils zu *Koninckites* WAAG. gestellten Formen ist wohl begründet. Dann ist aber nicht einzusehen, warum *Aspidites Toulai* n. sp. zu dieser Gattung und nicht ebenfalls zu *Beyrichites* gestellt wird. Der Querschnitt dieser Art ist genau derselbe wie bei *B. Osmani*, die Suturen stehen auf derselben Entwicklungshöhe und sind entschieden stärker brachyphyll zerschlitzt als bei irgend einem der untertriadischen Aspiditen Indiens. Von dem Typus der Gattung *Aspidites*, *A. superbus* WAAG., unterscheidet sich *A. Toulai* jedenfalls erheblicher als von den anisischen Vertretern des Genus *Beyrichites*. *Aspidites* dürfte also ebensogut wie *Koninckites* aus der Faunenliste des anatolischen Muschelkalkes zu streichen sein. Mit den von TOULA zu *Beyrichites*, *Nicomedites* und *Koninckites* gestellten anatolischen Muschelkalkspezies hat G. v. ARTHABER übrigens gründlich aufgeräumt, indem er ihre Zahl von 12 auf 2 reduziert hat, ein Verfahren, das man nur billigen kann.

Ceratites DE HAAN. 2, event. 3 Sp. Neben *C. trinodosus* MOJS. kommt der echte *C. binodosus* HAU. bei Diliskelessi gewiß nicht vor. G. v. ARTHABER selbst äußert Bedenken gegen eine Identifizierung seiner beiden Stücke mit der alpinen Form. Das Verhältnis der Lateralknoten zu den Marginalknoten (5:14) und das sehr häufige Auftreten von Schaltrippen bei dem vollständig erhaltenen der beiden Exemplare scheinen mir eine solche direkt zu verbieten. Wenn man diese Form als *C. binodosus* var. bezeichnet, dann müßte man diese Bezeichnung konsequenterweise für eine ganze Reihe der von E. v. MOJSISOVICS von *C. binodosus* abgetrennten Arten in Anwendung bringen.

Semiornites ARTH. Eine neue Spezies (*S. marmarensis*).

Hollandites DIEN. Neben zwei kaum näher bestimmbareren Arten eine neue (*H. ismidicus*).

Cuccoceras DIEN. Eine Spezies.

Balatonites MOJS. Eine Spezies. In den einleitenden Bemerkungen zu diesem Genus wird die vom Verf. in seiner „Cephalopodenfauna der Reiflinger Kalke“ durchgeführte Artfassung als eine zu enge berichtigt und die Zusammenziehung der damals unterschiedenen 22 Arten in 7 Spezies vorgeschlagen.

Protrachyceras MOJS. 5 Sp. Verf. läßt mit Recht *Protrachyceras* nur als ein Subgenus von *Trachyceras* LBE. gelten, befindet sich aber in dieser Auffassung nicht im Widerspruch mit E. v. MOJSISOVICS, der (Cephalopoden d. Hallst. Kalke. VI/2. p. 617) ausdrücklich angibt, daß die alte Gattung *Trachyceras* sich in die Untergattungen *Protrachyceras*, *Trachyceras* s. s. und *Anolcites* auflöse. Als ein der Gattung *Trachyceras* s. l. gleichwertiges Genus wird *Paratrachyceras* für alle Formen mit reduzierter oder fehlender Beknotung aufgestellt, doch gibt Verf. keine bestimmte Art als Typus der von ihm neu aufgestellten Gattung an, die in Bithynien durch *P. regoledanum* MOJS. vertreten ist. Die Gattung *Clionites* MOJS. zieht Verf. ein, da sie seiner Meinung nach nur weitgenabelte Protrachy-

ceraten umfaßt. Dazu könnte allerdings bemerkt werden, daß typische Cloniten (*Cl. angulosus*, *Cl. Laubei*) sich vom Typus des Subgenus *Protrachyceras* (*P. Archelaus*) doch ganz erheblich entfernen. Als ein Bindeglied zwischen *Trachyceras* und *Arpadites* wird *Asklepioceras* RENZ betrachtet.

Paratrachyceras ARTH. Eine Spezies.

Asklepioceras RENZ. *A. Helenae* RENZ und eine neue Spezies (*A. squamatum*).

Ptychites MOJS. 5 Sp. In der Einleitung stellt Verf. die indische Gruppe des *Pt. Malletianus* STOL. zu *Japonites* MOJS. Doch besitzt nur *Pt. Malletianus* selbst den an *Japonites* erinnernden helmförmigen Querschnitt, während *Pt. Durandii* DIEN. in der Gestalt des Querschnittes von *Japonites* sehr erheblich abweicht. Überdies haben beide Formen die Suturen der echten Ptychiten. Als neue Art wird *Pt. cylindroides* beschrieben, eine Art mit brachyphyllen oder dolichophyllen Loben, die ohne Zweifel zu der indischen Gattung *Smithoceras* DIEN. gehört und wohl dem *S. Herminae* sehr nahe steht.

Sturia MOJS. Eine Spezies. Die Angabe, daß nach HYATT und SMITH *Sturia* schon in der Untertrias von Californien auftritt, ist nicht zutreffend, da die beiden Autoren an der vom Verf. zitierten Stelle nur von einer neuen Form sprechen, die *Sturia* und *Ussuria* zu verbinden scheint. *Sturia* reicht also nach unseren heutigen Erfahrungen nicht unter die anisische Stufe hinab, geht dagegen auch in Timor in mehreren Arten bis in die karnische Stufe hinauf.

Gymnites MOJS. Eine neue Spezies (*G. Toulai*). Verf. stellt *Placites Oldhami* MOJS. und *P. Sakuntala* MOJS. mit HYATT in die Nähe von *Gymnites* (Subgen. *Paragymnites*), indem er die Anwesenheit eines Adventivlobus bestreitet. Aber andererseits hängt doch *Pl. Oldhami* mit *P. polydactylus* MOJS. so innig zusammen, daß selbst eine spezifische Trennung beider Schwierigkeiten bietet. Wenn man bei *P. polydactylus* die Anwesenheit von Adventivelementen anerkennt, so wird man dies auch für die indische Varietät kaum vermeiden können. Jedenfalls steht *Pl. Oldhami* dem *P. polydactylus* unvergleichlich näher als irgend einem Vertreter der Gattung *Gymnites*. Mit dieser Bemerkung soll aber keineswegs die Möglichkeit bestritten werden, daß *Placites* überhaupt phylogenetisch an *Gymnites* anzuschließen sei. Im Gegenteil scheint mir hier G. v. ARTHABER einen wertvollen Fingerzeig für die Klärung der Frage der Abstammung dieser bisher isolierten Gattung der Pinacoceratidae gegeben zu haben.

Sageceras MOJS. Eine neue Art (*S. anatolicum*) neben dem bekannten *S. Haidingeri*.

Pinacoceras MOJS. Eine nicht näher bestimmbare Spezies.

Norites MOJS. 1 Sp.

Monophyllites MOJS. 3 Sp.

Lobites MOJS. 2 Sp. (eine neue, *L. Fraasi*).

Sphingites MOJS. Eine neue Art (*S. turcicus*).

Joannites MOJS. 3 Sp. (eine neue, (*J. deranicus*).

Romanites KITTL. Die einzige Art, *R. Simionescui* KITTL, ist auch in der Dobrudscha und Argolis verbreitet. G. v. ARTHABER vermutet mit guten Gründen, daß sie karnischen Alters sei. Damit stimmt aber schlecht die Ansicht (p. 168), daß *Romanites* ein ausgezeichnetes Bindeglied zwischen dem dyadischen *Cyclolobus* WAAG. und dem schon in der anisischen Stufe auftretenden *Joannites* sein soll.

Arcestes SUESS. 1 Sp.

Proarcestes MOJS. 7 Sp. Verf. glaubt, *P. Escheri* und *P. Balfouri* trennen zu können. Der von G. v. ARTHABER mit der indischen Art vereinigte Ammonit von Diliskelessi läßt sich aber mit der letzteren nicht identifizieren. Sein auffallendstes Merkmal ist die eigentümlich verlaufende Steinkernfurche im vorderen Drittel der Wohnkammer. Da bei allen bisher bekannten Exemplaren des *P. Balfouri* OPP. aus dem Muschelkalk des Himalaya der größere Teil der Wohnkammer fehlt, gerade dieses entscheidende Merkmal somit an der Form, für die der Name *P. Balfouri* von OPPEL seinerzeit aufgestellt worden ist und nach den Prioritätsregeln haftet, nicht beobachtet wurde, kann auch eine Vereinigung mit der anatolischen Art nicht vorgenommen werden. Für eine Trennung des indischen *P. Balfouri* und des alpinen *P. Escheri* fehlen uns auch heute noch geeignete Anhaltspunkte.

Procladiscites MOJS. 3 Sp., darunter eine neue (*P. Yakalensis*).

Acrochordiceras HYATT. 6 Sp., darunter 2 neue (*A. bithynicum*, *A. Endrissi*), dazu eine zweifelhafte Art.

Ismidites n. g. 1 Sp., *I. marmarensis*. Eine sehr interessante Gattung von ganz unsicherer systematischer Stellung. Äußerlich an *Proptychites* erinnernd, mit schwach falkoiden Rippen und glattem Externteil. Wohnkammerlänge mindestens gleich einem Umgang. Suturen dolichophyll zerschlitzt, einigermaßen ähnlich jenen von *Sirenites* MOJS. Auf den hohen und schlanken Externsattel folgt ein tiefer und breiter Laterallobus, dann ein hoher und schmaler Seitensattel, an den einige sehr kleine Auxiliärelemente anschließen. Das stratigraphische Lager dieser Gattung im Profil von Diliskelessi konnte leider nicht mit Sicherheit ermittelt werden.

Unter den dibranchiaten Cephalopoden findet sich nur eine neue Art, *Atractides bithynicus*, nahe verwandt *A. Mallyi* TOULA.

Unter den Brachiopoden werden zwei Rhynchonellen (*Rh. tscharkensis*, *Rh. Kavakensis*) als neu beschrieben.

Die übrigen Tierklassen bieten nichts Neues.

Anhangsweise behandelt Verf. ein Vorkommen von Brachiopoden bei Tscherkessli, das möglicherweise auf eine Vertretung des Lias an dieser Lokalität hinweist. Hier haben sich in einem grauschwarzen Kalk einige Brachiopoden von bedeutender Größe gefunden, die an *Spiriferina Moeschi* HAAS und an *Terebratula punctata* Sow. angeschlossen werden können.

Die hier referierte Arbeit bedeutet eine dankenswerte Bereicherung unserer Kenntnis der triadischen Faunen des Mediterranen Reiches. Die

bisher in Kleinasien nur sehr dürftig bekannte ladinische und die gar nicht bekannte karnische Stufe erscheinen nunmehr durch G. v. ARTHABER'S Untersuchungen sichergestellt. Gerade in diesen Faunen tritt die enge Zugehörigkeit der anatolischen Trias zum Mediterranen Reich schärfer hervor als in der durch zahlreiche Lokalformen und einen verhältnismäßig starken Einschlag indischer Typen charakterisierten anisischen Stufe.

Besonders anzuerkennen ist die sehr sorgfältige Ausführung der der Arbeit beiliegenden Tafeln. Verf. hat in gleicher Weise wie für seine Publikation über die albanische Untertrias alle Suturlinien und Querschnittsfiguren selbst gezeichnet und die photographische Reproduktion und Retuschierung seiner Originalstücke auf das genaueste überwacht, so daß seine Illustrationen als unbedingt verlässlich angesehen werden dürfen, ein Lob, das man in so uneingeschränktem Maße einem Autor wohl nur selten spenden kann.

Diener.

L. Krumbeck: Obere Trias von Sumatra. (Die Padang-Schichten von West-Sumatra nebst Anhang.) (Beiträge zur Geologie von Niederl.-Indien von G. BÖHM. II/3. Palaeontographica. Suppl. IV. Stuttgart 1914. 197—266. Taf. XV—XVII.)

Im Padang-Hochland von West-Sumatra findet sich ein über 200 m mächtiger Komplex von fossilarmen Sandsteinen, Schiefen und Mergeln, dem in zwei Horizonten je vier Bänke von graublauen, versteinierungsführenden Plattenkalken eingelagert erscheinen. Versteinierungen aus diesen Plattenkalken sind zuerst von O. BOETTGER zusammen mit Tertiärfossilien im Jahre 1880 bearbeitet, aber nur mit Reserve mit der eocänen Fauna Sumatras vereinigt worden. Später hat sie MISS HEALEY auf Grund einiger mit den Napeng beds von Burma gemeinsamen Arten für rhätisch erklärt. Im Jahre 1909 sammelte der Bergingenieur C. MOERMAN eine reichere Fauna in den Padang-Schichten, die zunächst von J. WANNER untersucht und als norisch bestimmt wurde. Dieses Material MOERMAN'S hat Verf. zusammen mit dem alten BOETTGER'Schen monographisch bearbeitet.

In der Einleitung werden die Lagerungsverhältnisse der Padang-Schichten von R. VERBEEK auf Grund der Beobachtungen von MOERMAN geschildert. Die Trias tritt unter einer Decke von Eocän an zwei Stellen zutage, im Tale des Tambang, wo sie diskordant auf obercarbonischen Fusulinenkalken liegt, und in jenem des Katialo, wo sie an das granitische Grundgebirge anstößt. Die Mächtigkeit der fossilführenden Plattenkalke, die außer Meeresmuscheln auch undeutliche Pflanzenreste und dünne Anthrazitschnürchen einschließen, beträgt ca. 8 m. Die Plattenkalke sind eine Lamellibranchiatenfazies. In den Tambang-Kalken herrschen große, dickschalige Muscheln vor, in den Katialo-Kalken liegen dünn- und dickschalige Bivalven durcheinander. In beiden Fällen handelt es sich um rein marine Absätze in ziemlich seichtem Wasser.

Die Analyse der Fauna führt den Verf. zu der Überzeugung, daß die nächsten Beziehungen zu der karnischen *Cardita*-Lunz-Raibler Fauna

der Alpen bestehen. Doch verleiht die große Zahl spezifischer Arten der Padang-Fauna ein besonderes Lokalgepräge.

Die Tambang-Schichten werden vom Verf. als etwas älter angesehen als die Katialo-Schichten und (p. 212) in die Oberregion der unteren karnischen Stufe gestellt — eine Parallelisierung, die an Schärfe nichts zu wünschen übrig läßt. Dagegen gehören die Katialo-Schichten in die Mittelregion der karnischen Stufe. Beiden gemeinsam sind nur zwei Arten (*Myophoria myophoria* BOETTG. und *Cardita globiformis* BOETTG.). Unter den spezifisch bestimmbar 40 Pelecypoden-Arten beider Lokalitäten sind 18 neu.

Eine Art der Tambang-Schichten, *Odontoperna Bouei* HAU., ist mit einer karnischen Spezies direkt identisch. In den Katialo-Schichten zeigen 6 Arten nahe Beziehungen zu solchen der karnischen bezw. der unter-norischen Stufe der ostalpinen Trias. Für eine Zuweisung zur karnischen Stufe sprechen dem Verf. außer *Odontoperna Bouei* die kleinen *Cassianella*-Arten mit breiten Ohren, eine *Angustella* aus der Gruppe der *A. angulata* MÜNST., *Myophoria myophoria* BOETTG. mit Rücksicht auf die nahe Verwandtschaft mit *M. inaequicostata* KLIPST., endlich das Vorkommen von *Myophoriopsis*, *Myophoricardium* und eines *Gonodon* aus der nächsten Verwandtschaft des *G. Mellingi* (*G. sphaeroides*).

Enge Zusammenhänge bestehen jedoch auch zweifellos zwischen der Fauna der Padang-Schichten und jener der von Miss HEALEY in die rhätische Stufe gestellten Napeng beds von Burma. Mindestens 13 Spezies sind nahe verwandt, einzelne darunter vielleicht direkt identisch. „Alles in allem können wir uns hiernach der Einsicht nicht verschließen, daß die Napeng-Fauna neben echten Rhättypen einen auffallend kräftigen Einschlag an Faunenelementen aufweist, die zu karnisch-oberladinischen der alpinen Provinz und zu karnischen der Austral-asiatischen Provinz in engen Beziehungen stehen.“ Doch wagt Verf. keine Entscheidung darüber, ob die Napeng beds vielleicht überhaupt tiefer zu horizontieren oder ob in ihnen zwei Faunen verschiedenen Alters gemischt seien. Dagegen erklärt er die *Nucula*-Mergel von Lios im Misol-Archipel (Molukken), die WANNER auf Grund des Vorkommens von *Rhabdoceras Suessi* und *Choristoceras misolense* (aus der Verwandtschaft des *Ch. continue-costatum* MOJS.) in die norische Stufe gestellt hatte, auf Grund des gemeinsamen Vorkommens von vier Lamellibranchiaten-Spezies der Padang-Schichten ebenfalls für karnisch.

[Man könnte auf Grund einer anderen Bewertung der von WANNER und KRUMBECK mitgeteilten Tatsachen auch zu einem anderen stratigraphischen Ergebnis als Verf. gelangen, indem man von den beiden Ammoniten der *Nucula*-Mergel ausgeht und diesen einen höheren stratigraphischen Wert beimißt als den Bivalven, was alle Ammonitenforscher unbedenklich tun werden. Die beiden Ammoniten — die einzigen, die man aus dieser eigentümlichen Pelecypodenfazies kennt — weisen mit voller Bestimmtheit auf die norische Stufe hin. Aber auch in der Fauna der Padang-Schichten fehlt es durchaus nicht an Beziehungen zur norischen Stufe. *Halobia sumatrana* gehört in die Gruppe der alpinen *H. norica*

Mojs. Angustellen finden sich auch in den Zlambach-Schichten. *Pecten microglyptus* BOETTIG. ist von KRUMBECK selbst mit dem norischen *P. margariticostatus* DIEN. verglichen worden. *Anatina* cf. *praecursor* erinnert stark an die bekannte rhätische Form OPPEL'S. Das Vorkommen von karnischen Superstiten in einer norischen Pelecypodenfauna kann nicht befremden, wenn man sich vor Augen hält, daß in den Napeng beds selbst so altertümliche Typen wie *Conocardium* noch als Superstiten fortleben. Auch darf man nicht vergessen, daß wir aus den Alpen wohl reiche karnische, aber keine norischen Bivalvenfaunen (mit Ausnahme von Aviculiden) kennen, daher über die Vertikalverbreitung von Gattungen wie *Odontoperna*, *Myophoriopsis* oder *Myophoricardium* vorläufig nur eine auf negative Befunde basierte Erfahrung besitzen. In solchen Fällen dürfte der Rat FRECH'S, den neu auftretenden Typen einen größeren stratigraphischen Wert beizumessen als den Superstiten, zu beherzigen sein. Die engen faunistischen Beziehungen der Padang- und Napeng-Schichten erscheinen jedenfalls leichter verständlich, wenn man für beide keinen so großen Altersunterschied voraussetzt, wie er aus der von dem Verf. befürworteten Verlegung der einen Schichtgruppe in die karnische, der anderen in die rhätische Stufe sich ergibt. Ref.]

Unter den der Napeng-Fauna eigentümlichen Elementen ist *Prolaria* aus der Familie der Burmesiidae durch zwei Arten vertreten. Über das Vorkommen der himalayischen Gattung *Pomarangina* habe ich mich an anderer Stelle geäußert.

Anhangsweise wird *Halobia kwaluana* VOLZ neu beschrieben und den Kwalu-Schichten Sumatras ein unterkarnisches Alter zuerkannt.

Diener.

A. Wurm: Beiträge zur Kenntnis der iberisch-balearischen Triasprovinz. (Verhandl. d. naturh.-med. Vereins zu Heidelberg. N. F. 12. 4. Heft. 1913.)

Bekanntlich wiederholt sich in Mitteleuropa die Aufeinanderfolge der epeirogenetischen Phasen mit überraschender Konstanz über ein großes Gebiet hin. Das ist wohl eines der wesentlichsten Kennzeichen der deutschen Trias. Anders in Spanien! Zwar muß sich auch hier die Haupteinteilung der Triassedimente auf ihre geologische Geschichte gründen, aber eben diese zeigt einen viel unruhigeren, weniger einheitlichen Charakter als bei der deutschen Trias.

Das eigentliche alpine Mittelmeer hatte an der Meerenge zwischen Sardinien und dem afrikanischen Festland seinen westlichen Abschluß. Die iberisch-balearische Triasprovinz trägt während der Muschelkalkzeit ganz den Charakter eines Binnenmeeres, das im Süden durch eine Meerenge mit dem südtalienischen alpinen Meer, im Norden bei Toulon mit dem mitteleuropäischen Muschelkalkmeer in Kommunikation stand. Die Verbindung im Süden bewirkte während der Muschelkalkzeit bis zu einem gewissen Grade einen Ausgleich der beiden Faziesgebiete.

Die für Spanien charakteristischen ophitischen Eruptionen sind stets mit der Trias, insbesondere mit Keupermergeln, verknüpft und gleichen Alters. Diese Vergesellschaftung geht so weit, daß man aus dem Vorkommen von Ophiten mit ziemlicher Sicherheit auf das Vorkommen von Trias schließen kann und umgekehrt.

Das Auftreten der in Salz und Gips eingebetteten Ophite erinnert aber in mehr als einer Hinsicht an die Verhältnisse der norddeutschen Salzhorste.

Da in Spanien im allgemeinen einfache Faltungswellen auftreten, so sind die Ophithorste vielfach in Zügen längs der „Aufpressungslinien“ angeordnet. Es kommt aber auch in Spanien zu mehr isolierten „Aufpressungen“.

Die Ophite spielen jedenfalls bei dem tektonischen Vorgang selbst nur eine untergeordnete, passive Rolle. Wesentlich hierfür ist die Plastizität der gips- und salzführenden Mergel der Trias.

Im Sinne des Referenten sind also die triadischen Salz-Ophitstöcke Spaniens als Ekzeme zu bezeichnen mit z. T. nachweislich tektonisch bedingter Position.

R. Lachmann.

Tertiärformation.

Hennig Daus: Beiträge zur Kenntnis des marinen Miocäns in Kilikien und Nordsyrien. Dies. Jahrb. 1914. Beil.-Bd. XXXVIII. 429—500.)

Die von der Bagdadbahn durchzogenen Teile Kilikiens und Nordsyriens sind — soweit die marinen Miocänablagerungen in Frage kommen — von den früher dort tätigen Forschern (TCHIHATCHEFF, F. X. SCHAFFER und BLANCKENHORN) gar nicht oder kaum berührt worden. Die ziemlich umfangreichen, von mir dort im Jahre 1911 gemachten Sammlungen versprachen daher besonders für die schmale, z. T. in den Amanos einschneidende Bucht von Bagtsché manches Neue. Verf. hat die paläontologischen Untersuchungen mit großer Sorgfalt durchgeführt und alles irgendwie zugängliche Vergleichsmaterial, insbesondere die reichen Sammlungen des Wiener Hofmuseums (letztere an Ort und Stelle¹), ferner die von BROILI bearbeiteten Stücke aus dem Antitauros, endlich die LUSCHAN'schen — von BLANCKENHORN nur teilweise bestimmten — Funde aus Nordsyrien sorgfältig berücksichtigt. Infolgedessen stellt die vorliegende Bearbeitung eine wertvolle Bereicherung unserer Kenntnisse auf dem Gebiet der miocänen Mollusken, Echiniden und Korallen Vorderasiens dar.

Die mitgebrachten quartären Blattabdrücke vom Sabun su erwiesen sich leider als nicht bestimmbar. Dagegen konnten einige Vorkommen mitteleocäner Foraminiferen aus dem Amanos spezifisch und stratigraphisch

¹ Und zwar unter der freundlichen Leitung F. X. SCHAFFER's.

sicher festgestellt werden, von denen das eine anstehend vorkommt, das andere aus quartären Schottern stammt.

Die beiden in östlicher Richtung in das heutige Vorderasien einschneidenden Buchten, die kilikische und die nordsyrische, gehören dem miocänen Meere der II. Mediterranstufe an. Die Annahme früherer Beobachter, daß die kilikische Bucht einer etwas älteren Zone entspräche, während die Schichten der Gegend von Aleppo noch in höhere Horizonte hineinreichen, wird vom Verf. bestätigt. Doch kommen abgesehen hiervon auch tiefgreifende fazielle Unterschiede zwischen beiden in Betracht. Die kilikische Bucht schneidet am Amanos mit einer steilwandigen Brandungsküste in das Gefüge des Gebirges ein, das aus silurischen Schiefen und Quarziten, paläozoischen und eocänen Kalken sowie aus Serpentinien ober-eocän-oligocänen Alters besteht. Infolgedessen wechselt hier der Gesteinscharakter des Miocäns zwischen groben Konglomeraten, unreinen Sandsteinen, Austermergeln und organogenen Kalken, die aus Riffkorallen und Milleporen bestehen.

Auf der nordsyrischen Seite grenzt dagegen das mitteltertiäre Meer nur an die Kreide- (und Eocän-) Kalke des Kurdengebirges. Infolgedessen setzen hier bis zum Euphrat und darüber hinaus ausschließlich kalkige Schichten, meist von kreidiger Beschaffenheit, z. T. aber auch vom Aussehen des Wiener Leytha-Kalkes, das Miocän zusammen. Basalte treten hier wie dort gang- und deckenförmig auf.

Frech.

Dareste de la Chavanne et Panthier: Sur l'âge des terrains lacustres du Nivernais méridional. (Compt. rend. sommaire de la Soc. géol. de France, 22 juin 1914. 150.)

In der Gegend von Nevers und zwischen der Loire und dem Allier liegen Schollen vom Tertiärgebirge auf Oxfordien, Callovien oder Lias und bestehen aus ca. 20 m weißen Mergeln, darüber Blöcke von weißem Kieselkalk (5 m) und Nieren von Mühlstein-Kieseln. In diesen letzteren fanden sich *Limnaea longiscata* BRONG., *L. pyramidalis* BRARD., *Planorbis planulatus* DESH., *Pl. lens* SDBG. etc., bezeichnende Arten des Calc. de Saint-Ouen, so daß die Fauna wohl dem Bartonien angehört und nicht mit den weiter südlich liegenden Oligocän-Schichten mit *Helix arvernensis* zusammenhängt, sondern mit den Süßwasser-Kalken von Osne, welche JODOT und LEMOINE beschrieben haben.

von Koenen.

Wilhelm Wenz: Grundzüge einer Tektonik des östlichen Teiles des Mainzer Beckens. (Abhandl. d. Naturf. Ges. zu Frankfurt a. M. 36. Heft 1.)

Im Jahre 1908 wurden bei Praunheim unter den oberpliocänen Sanden dunkle Mergel mit *Prososthenia Schwarzi* NEUM., *Hydrobia*, *Pyrgula* und

Bythinia erbohrt, deren Fauna K. FISCHER demnächst veröffentlichen wird. Die Schichtenfolge ist nun folgende: Mittel-Oligocän: 1. Rupelton und Meeressand, Schleichsand und Cyrenenmergel. 2. Ober-Oligocän: Süßwassermergel und Landschneckenkalk, Cerithienschichten. 3. Unter-Miocän, *Corbicula*-Schichten, Hydrobienschichten. 4. Ober-Miocän: Landschneckenmergel und Algenkalk, Melanienmergel. 5. Unter-Pliocän: Braunkohlenton mit *Hydrobia slavonica* und Prososthenienschichten. 6. Tone und Sande mit Braunkohlen. Die älteren Angaben von BÖTTGER und KINKELIN sind nicht zutreffend.

Der Rupelton ist in Sachsenhausen bis 137 m mächtig, sonst stets weniger und enthält unten Meeressand oder Gerölle bis zu 40 m, dann die Fischechiefer 60 m und oben 25 m oberer Rupelton; der Cyrenenmergel, 90—100 m mächtig, hat unten die Schleichsande und oben Süßwasserbildungen. Die Cerithienschichten, 10—20 m mächtig, fehlen im westlichen Rheinhessen und sind im Osten wenig mächtig. Die *Corbicula*-Schichten, ca. 50 m mächtig, sind sehr gleichmäßig entwickelt bis da, wo *Hydrobia inflata* und *Potamides plicatus* verschwinden und *Melanopsis Fritzei* ТНОМ. beginnt.

Die Hydrobienschichten, ca. 50 m, sind oft wieder abgetragen und es folgen etwa 20 m Landschneckenmergel und Algenkalke incl. der *Melanopsis*-Schichten und *Cypris*-Kalk. Im Pliocän haben die Schiefer mit *Hydrobia slavonica* und Braunkohlentone größere Verbreitung, die Prososthenienschichten sind nur bei Praunheim nachgewiesen. Im Westen fehlen diese Schichten und Dinotheriensande liegen diskordant auf *Corbicula*- oder Hydrobien-Schichten.

Der Basalt bildet bei Frankfurt-Luisa wohl nicht Gänge, sondern eine Decke. 4 km westlich Station Luisa fanden sich 10,9 m diluviale Schotter und Sande, bis 89,65 nachbasaltische oberpliocäne Sande und Tone, bis 101,09 Basalt (Anamesit) und bis 117,63 m vorbasaltische, oberpliocäne Sande und Tone. Die Basalte sind in neuerer Zeit besonders bei Eschersheim-Berkersheim vielfach aufgeschlossen. Der von BÖTTGER angeführte ältere Basalt von Affenstein ist kein Basalt.

Die Dinotheriensande und Kieseloolithschotter sind etwas älter, gehen aber schon in der Kölner Bucht ohne scharfe Grenze in das Oberpliocän über, das durch das Vorkommen von *Tetrabelodon arvernense* bei Laubenheim, Fulda, Ostheim etc. festgestellt wurde. Schließlich wird noch der Verlauf und das Alter einer Reihe von Störungen besprochen, die vorhandenen Gräben und Horste geschildert und bemerkt, daß die Hauptstörungen altdiluvialen Alters sind und tektonisch das Mainzer Becken gliedern in 1. Rheinhessisches Schollenland; 2. Rheintalsenke und ihre Verlängerung; 3. Horst von Frankfurt-Offenbach; 4. Hanau-Seligenstädter Senke.

von Koenen.

H. Engelhardt und W. Schottler: Die tertiäre Kieselgure von Altenschlirf im Vogelsberg. (Abhandl. Großh. Hess. Geol. Landesanst. 5, 4. 320. 18 Taf.)

Bei Münzenberg finden sich in den höheren Sandsteinbänken *Corbicula Faujasi*, *Hydrobia ventrosa* etc. Die reiche Flora liegt darunter. Höher liegen am Höllberge und am Peterwatzhorn dünne Kalke mit *Hydrobia ventrosa*, *Dreissena Brardi* etc., die den Hydrobien-Schichten angehören.

Im Vogelsberg finden sich 4 Basalthorizonte, von denen der zweite und vierte Decken geliefert haben, der letzte aber wohl nicht dem Pliocän angehört. Fossilien sind schlecht erhalten unter dem Streitkopf bei Treis a. d. Lumda in einem verkieselten Kalk, und etwas besser bei Ilshausen in einem nur teilweise verkieselten Gestein. Folgende Arten werden von dort angeführt: *Pyramidula (Patula) costata* GOTTSCHICK, *Klikia (Helix) coarctata* v. KLEIN., *Tropidomphalus (Helix) incrassatum* v. KLEIN., *Azeca* cf. *Frechi* ANDREAE, *Limnaeus* sp., *Tropodiscus (Planorbis) Hilgendorfi* O. FRAAS. Bei Climbach bei Treis fanden sich früher *Planorbis declivis* und in dem ältesten Basalttuffe *Mastodon*, *Hyotherium medium* v. MEYER, *Palaeomeryx Scheuchzeri* v. MEYER etc., letztere auch aus dem Braunkohlenton von Schlechtenwegen im östlichen Vogelsberg. Es sind dies miocäne Formen.

Die Flora von Münzenberg liegt unter der Schicht mit *Corbicula Faujasi*. Die Kohlen von Salzhausen würden zwischen 2 Lagern älteren Basaltes liegen, die vom Hessenbrücker Hammer liegen unter Trapp, wahrscheinlich der zweiten Phase. Die sogenannte Garbenteicher Kreide ist ein mürber Süßwasserdolomit mit dünnen Kohlenlagen, bedeckt von verwittertem Trapp.

Schließlich wird der Kieselgur nördlich der Straße von Altenschlirf nach Steinfurt etc. besprochen, der über Basalt liegt, und von solchem bedeckt wird, 6—7 m mächtig ist.

von Koenen.

W. Wenz: Zur Paläogeographie des Mainzer Beckens. (Geol. Rundsch. 5, 5 u. 6. 321.)

Die zahlreichen Geologen, welche sich mit der Gliederung der Schichten des Mainzer Beckens beschäftigt haben, schließen sich mehr oder minder an die älteren Arbeiten von SANDBERGER, BOETTGER etc. an. Es wird nun auf Grund geologischer Untersuchungen und der Faunen eine z. T. neue, abweichende Gliederung gegeben, und zwar: 1. Rupelton und Meeressand. 2. Schleichsand (oberer Meeressand) und Cyrenenmergel, Melettaschiefer. Die Schleichsande endigen mit der *Perna*-Schicht und der Papillatenschicht. Im Norden geht der Rupelton in Melanienton über. 3. Landschneckenkalk und Süßwassermergel werden getrennt von den darüber folgenden 4. Cerithienschichten. 5. *Corbicula*-Schichten. 6. Hydrobienschichten, welche nach Nordosten durch kleine Süßwasserseen ersetzt werden. 7. Landschneckenmergel und Schichten mit *Melania Escheri* (Oberes Miocän),

Beginn der vulkanischen Tätigkeit im Vogelsberg und in der Rhön. 8. Unterpliocäne Braunkohlentone und Prososthenienschichten (Praunheim bei Frankfurt). 9. Oberpliocäne Sande und Tone mit *Mastodon arvernensis*. 10. Diluvium. Durch verschiedene Karten und Profile wird das Ganze sehr verständlich gemacht und ohne Zweifel viel zur Klärung der Ansichten über das Mainzer Becken beitragen. von Koenen.

Quartärformation.

O. v. Linstow: Über Verwerfungen interglazialen Alters bei Frankfurt a. O. (Helios. 27. 1913. 88—93.)

Neben Faltung und Überkipfung, glazialer Druckwirkung, finden sich Verwerfungen von 4—80 m Sprunghöhe jüngeren Alters, entstanden vor der letzten Vereisung, deren Ablagerungen das Miocän auf weite Erstreckung deckenartig überkleiden — daher interglazialen Alters. Ähnliche Störungen sind bei Finkenheerd bekannt. E. Geinitz.

O. v. Linstow: Drei Beispiele auffallender Abhängigkeit der Ortsanlagen von der geologischen Beschaffenheit der Umgegend. (Mitt. sächs.-thür. Ver. Erdk. Halle. 1913. 111—118. Mit 3 Kartenskizzen.)

Als lehrreiche Beispiele werden angeführt Berlin im Urstromtal, die Siedelungen auf dem Lößgebiet des Fläming und an den Uferrändern des Muldetales. E. Geinitz.

K. Wanderer: Ein weiterer Fund des Moschusochsen in Sachsen. (Abh. Isis. Dresden 1913. 41—46.)

Im alten Weißeritzbett bei Dresden wurden Schädelreste von *Ovibos mackenzianus* gefunden; der Fund ist dem von Prohls gleichzustellen. E. Geinitz.

R. Lais: Eine präglaziale Schneckenfauna von Wasenweiler a. K. (Mitt. bad. geol. Landesanst. 7. 1913. 469—481.)

Schneckenführender Lehm, bedeckt von Schotter, braunem Lehm und Löß, enthält eine durch *Hyalina nitidula* und *Pomatias septemspiralis*, bei Fehlen resp. Seltenheit von *Helix hispida*, *Pupa muscorum* und *Succinea oblonga* ausgezeichnete Fauna, die auf ein dem heutigen durchaus ähnliches Klima im Kaiserstuhl schließen läßt. Die nordwestdeutschen Formen und eine mediterrane Art wurden wohl durch die Eiszeiten aus dem Kaiserstuhl verdrängt und sind heute auf dem Vormarsch nach dem Innern Europas noch nicht wieder dahin gelangt. E. Geinitz.

J. Stoller: Der jungdiluviale Lüneburger Eisvorstoß. (Jahresber. niedersächs. Ver. Hannover. 7. 1914. 214—230. 1 Karte.)

Lagerungsverhältnisse und Verbreitung der oberen Grundmoräne in der Lüneburger Heide. Das Oberflächenglazial in der Umgebung Lüneburgs ist gleichalterig mit dem Jungglazial nördlich der Elbe. Es reicht bis in die Nähe des Allertales. Leitend sind Ton- und Mergelsandschichten von 1—2 m Mächtigkeit im Liegenden. Die Mächtigkeit ist großen Schwankungen unterworfen, von 0,5 bis 4 und 8 m. Die Obere Grundmoräne ist als Geschiebemergel und als Geschiebesand entwickelt. Ihre Oberflächenformen zeigen im nördlichen und südlichen Teil der Heide erhebliche Unterschiede.

Das prä-jungglaziale Bodenrelief der Lüneburger Heide wird rekonstruiert, ältere und jüngere Endmoränen unterschieden.

Der Gang der Ereignisse wird dahin angegeben: 1. Allgemeines Vordringen des Landeises, endigend mit einem Vorstoß bis in die Nähe des Allertales, Abfluß sämtlicher Schmelzwässer zum Allertal. 2. Lostrennung der in die südliche Lüneburger Heide vorgeschobenen Eismasse von dem nördlich des heutigen Elbetales lagernden Haupteismassiv durch Auskehrung des Elbetales zwischen Lüneburg und Lauenburg: das Landeis der Lüneburger Heide wird zur toten Eismasse. 3. Zerfall der toten Eismasse in einzelne Schollen; Entstehung der nordwärts, zur Elbe, entwässernden Täler. 4. Anbahnung der heutigen Hydrographie des Gebietes; erste Dünenbildung.

Die fossilführenden Schichten zwischen der oberen und unteren Grundmoräne (Süßwassermergel, Kieselgur, Torfe als Ausfüllungen ehemaliger Seebecken und Teiche). Der Vergleich mit anderen Gegenden ergibt ähnliche Verhältnisse in der Niederlausitz, im Fläming und in Westholstein.

E. Geinitz.

J. Leiviskä: Fossiles Eis in einem fluvioglazialen Hügel unweit Åbo (Finnland). (Zeitschr. f. Gletscherk. 8. 1914. 209—225.)

Der zu einem Oszug gehörige Hügel Myllymäki enthält zuunterst eine Geröllschicht, deren Gerölle durch Eis verbunden sind; Eis und Gerölle sind vielfach von Eisenrost überzogen; darüber folgen wechselnde Stein-, Kies- und Sandschichten, zu oberst mariner Ton. Reinheit und Struktur des Eises deuten darauf hin, daß auf dem Boden des Eistunnels diese grobe Geröllschicht abgesetzt wurde und danach das zwischen den Steinen befindliche Wasser gefroren ist; die fortdauernde Ablagerung begrub dann das Geröll nebst Eis unter den anderen Stein- und Kiesschichten; die physikalischen Bedingungen (und auch die spätere Meeresbedeckung) verschonten das Eis vor dem Schmelzen.

E. Geinitz.

O. v. Linstow: Die Tektonik der Kreide im Untergrunde von Stettin und die Stettiner Stahlquelle. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 34, I. 130—167.)

Feuersteinfreie untere Mucronatenkreide ist anstehend erbohrt, von einer Anzahl gleichsinnig NW streichender Verwerfungsspalten betroffen (Sprunghöhe zwischen 17 und 125 m). Auf den Spalten zirkuliert Sole. Das Alter der Störungen wird als interglazial angenommen. Neben Anstehendem finden sich auch größere Kreideschollen wurzellos im Diluvium; gelegentlich werden andere große Schollenvorkommnisse als Beispiele erwähnt. [Nach Ansicht des Ref. dürfen diese sogenannten Schollen nicht mit den erratischen Findlingen parallelisiert werden, sondern sind auf „glazialtektonische“ Bewegungen zurückzuführen.] Eine tektonische Entstehung des dortigen Odertales ist ausgeschlossen, ähnlich wie auch die anderen größeren Urstromtäler Erosionserscheinungen darstellen. Die Stahlquelle (mit 12,62 FeCO_3 in 100 000 Teilen) entstammt den eisenreichen sandigen Bildungen des Mitteloligocäns. **E. Geinitz.**

A. Steeger: Beziehungen zwischen Terrassenbildung und Glazialdiluvium im nördlichen niederrheinischen Tieflande. (Abh. Ver. naturw. Erf. d. Niederrh. Crefeld 1913. 137—163.)

Unter Besprechung der einschlägigen Literatur wird die Ansicht der nur einmaligen Vereisung des Gebietes ausgesprochen und Beobachtungen über den Aufbau der „Staumoräne“ angeführt (Hülser- und Egelsberg, Höhenzug Tönisberg—Oernten, Dachsberg, Bönninghardt, Hochwald und Hees, Plateau von Uedem—Cleve—Nymwegen, Eltener Berg). Die „Staumoräne“ stellt die ungefähre Grenze dar, bis zu welcher das Inlandeis am Niederrhein vorgedrungen ist. Nicht sämtliche zwischen Crefeld und Nymwegen gelegenen Hauptterrassenreste dürfen als Staunoräne schlechthin bezeichnet werden, einige Stücke verdienen überhaupt nicht diese Bezeichnung. Man solle allgemein nur von Randbildungen bzw. Terrassenresten innerhalb des Verbreitungsgebietes des Eises sprechen. Den Hauptvorstoß des Eises legt Verf. in die Hauptterrassenzeit (die Zeit zwischen der Erosion der älteren und der Aufschüttung der jüngeren Stufe der Hauptterrasse. „Die Hauptvereisung ist der Hauptterrasse äquivalent.“ Die Lage der beiden Grundmoränen von Xanten und Bocholt zwingt nicht notwendig zu der Auffassung, daß das Eis erst nach der Erosion, die Haupt- und Mittelterrassenzeit trennt, ins Rheinland eingedrungen ist. Die Annahme einer einfachen Oszillation erklärt Verschiedenheiten, für die FLIEGEL zwei Vereisungen annehmen muß. Auch die Lößfrage scheint zugunsten dieser Auffassung zu sprechen. **E. Geinitz.**

Druckfehlerberichtigungen.

Dieses Jahrbuch 1915, Bd. I, p. -281- Zeile 13 von unten muß es heißen: (STAFFF) statt (v. STAFF).

Entsprechend der im Original der Abhandlung von A. FERSMANN: „Untersuchungen im Gebiete der Magnesiasilikate. Die Gruppen des Zillerits, Zermattits und Palygorskits“ gebrauchten Terminologie muß es in dem Referat über diese Arbeit, dies. Jahrb. 1915. I. -312—329-, an Stelle von „pilolithische Struktur“ und „pilolithische Asbeste“ überall heißen: „pilotitisch“.

1914. II. -198- Z. 4 v. o. statt: $R_4 Al_4 Li_3 O_{14}$ lies: $R_4 Al_4 Si_3 O_{14}$.