

Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Unter Mitwirkung einer Anzahl von Fachgenossen

herausgegeben von

R. Brauns, E. Hennig, E. Kaiser, J. F. Pompeckj

in Bonn

in Tübingen

in München

in Berlin

O. Weigel in Marburg a. L.

Referate.

II. Allgemeine Geologie, Petrographie, Lagerstättenlehre.

Redaktion: E. Kaiser.

Jahrgang 1928.

Fünftes Heft



STUTTGART 1928

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
(Erwin Nägele) G. m. b. H.

Wir bitten alle Beiträge, die zu Teil I der Referatenbände gehören, sowie alle Beiträge aus dem Gebiete der Allgemeinen und Speziellen Mineralogie, Chalkographie etc. für die Beilagebände und das Centralblatt bis zur Rückkehr von Herrn Professor Weigel (Ende 1928) an Herrn Geheimrat Brauns, Mineralogisches Institut der Universität Bonn einzusenden; ebenso alle Beiträge zu Teil II der Referatenbände aus dem Gebiete der Allgemeinen Geologie, Petrographie und Lagerstättenlehre an Herrn Geheimrat Kaiser, Institut für Allgemeine Geologie an der Universität München 2, C. 7, Neuhauserstr. 51; alle Beiträge zu Teil III aus dem Gebiete der Historischen und Regionalen Geologie an Herrn Professor Hennig, Geologisches Institut der Universität Tübingen und alle Beiträge zu Teil III aus dem Gebiete der Paläontologie an Herrn Geheimrat Pompeckj, Geolog.-Paläontolog. Institut der Universität Berlin Na, Invalidenstr. 43 einzuschicken.

Ferner bitten wir alle Anfragen, Wünsche und Beschwerden über Redaktion allgemein an Herrn Geheimrat Brauns zu richten.

Redaktion und Verlag.

Beilage-Band LVI Abt. A Heft 3.

Mit Taf. X und 27 Textfiguren.

Matthes, O.: Ueber Epidot. (Mit Taf. X und 7 Textabbildungen.) 66 S.

Angel, F.: Die Magmenentfaltung im Gleinalmgebiet (Steiermark). Mit 4 Textabbildungen. 45 S.

Brauns, R.: Mitteilungen aus dem Mineralog. Institut der Universität Bonn: 59. Die chemische Zusammensetzung der Basaltlaven des Laacher Seegebietes. 31 S.

Ernst, E.: Zum Problem des Kristallabbaues durch Aetzung. (Mit 16 Abbildungen im Text und als Textbeilage.) 30 S.

Petrographie.

Untersuchungsmethoden.

Charles J. Keanda: An electromagnetic separator for laboratory use. (Journ. of the Optical soc. of America and Review of Scientific Instruments. 13. 713—715.)

Das Instrument soll gegenüber dem von FOUQUÉ oder DELESSE den Vorteil eines genaueren Vergleichsinstrumentes haben, mit welchem die relative magnetische Empfindlichkeit von Mineralien rascher und genauer geschätzt werden kann und die Trennung entsprechend erleichtert ist.

Erich Kaiser.

F. W. Pfaff: Über quantitative Bestimmung des Quarzes im Ton und über Tonelektrolyse. (Geognostische Jahreshfte. München 1927. 40. 105—108.)

„Von schmelzendem Kaliumbisulfat wird Quarz nicht, das Tongel vollständig gelöst. Es scheidet sich dabei wieder Kieselsäure in amorphem Zustand aus und diese ist wieder vom Quarz quantitativ nicht zu trennen. Bringt man aber zum Kaliumbisulfat eine gewisse Menge (Versuche führen zu 4,8 KHSO_4 zu 3,17 $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ auf 0,1—0,2 g Untersuchungsmaterial) von schwefelsaurem Ammon, so wird dadurch die Schmelztemperatur stark herabgesetzt, das Tongel wird, wenn auch langsam, so doch vollständig gelöst, und der Quarz wird selbst als feinstes Pulver nicht angegriffen.“ Analysenergebnisse werden für die Brauchbarkeit der Methode angegeben.

Erich Kaiser.

Johs. Grenness: Slemningsanalyser av lerer med pelometer. (Schlammungsanalysen von Tonen mit Pelometer.) (Herausgegeben von „Statens Råstoffkomité“. Oslo 1926.)

Bei Schlammungsanalysen von Tonen handelt es sich darum, die zu jeder Zeit abgesunkenen Mengen und deren Korngröße zu ermitteln. Die folgenden Apparate kamen dabei zur Verwendung:

1. Siebapparate mit Sieblöchern von 220, 130, 90 μ .

2. Rührapparate: Ein Propeller, zu dem ein Drehbohrer verfestigt war.

3. Konzentrationsmeß-Instrumente: Bei den Konzentrationsmessungen wurde ein oben mit einem Hahn verschlossener, von

unten in cm³ eingeteilter Glaszylinder verwendet. Dieser Zylinder wird mit geöffnetem Hahn in die Tonemulsion eingeführt und darauf durch Aufdrücken einer Metallplatte von unten verschlossen, wobei eine ganze Flüssigkeitssäule aus dem Gefäß gehoben werden kann. Das Volumen der Flüssigkeitssäule wird abgelesen, die Probe eingedampft und der Tonrest gewogen.

4. Die Sedimentation wird durch ein von Prof. V. M. GOLDSCHMIDT konstruiertes Pelometer gemessen. Dieses ist nach dem Prinzip eines Aräometers gebaut, trägt aber eine horizontale Platte, auf welche das Sediment sich absetzen kann. Das Pelometer schwimmt in der Suspension, und in dem Maße, als das Sediment sich auf die Platte absetzt, sinkt das Pelometer immer tiefer. Bei einer Dichte von 1,002 der Flüssigkeit stellt sich zuerst die Pelometerplatte 10 cm unter der Oberfläche.

Die Methode.

Etwa 3 g des Tones werden in einer Porzellanschale mit ammoniakhaltigem, destilliertem Wasser verrieben und über Nacht geschüttelt und dann in 23 Liter ausgekochtes Wasser eingetragen. Die Konzentration wird in 20 cm Tiefe gemessen. Dann wird das Pelometer in die Suspension gebracht. Das Sinken des Pelometers wird zunächst alle drei Minuten abgelesen, dann immer seltener je nach der Geschwindigkeit des Sinkens. Nach 24 Stunden kommt man zu einer Korngröße von 2 μ , nach 4 Tagen zu 1 μ . Die ganze Tonmenge wird im allgemeinen nicht absinken und man bestimmt deshalb die Endkonzentration der Suspension in der Tiefe, in welcher das Pelometer nach der letzten Ablesung sich eingestellt hat. Die Suspensionsproben können nun mikroskopisch untersucht werden und die Verteilung der Korngrößen in dem Tone berechnet werden. Dabei ist es zweckmäßig, die Pelometertiefen als Ordinate und die Quadratwurzel der Zeit als Abszisse zu setzen. Die so erhaltene Kurve muß dann auf Auftrieb und Temperatur korrigiert werden. Die extrapolierte, tiefste Stellung des Pelometers ist gegeben durch:

$$H = h \left(1 + \frac{2s}{2\beta - s} \right), \text{ wo } s = \text{die beobachtete Endkonzentration, } h = \text{die zuletzt}$$

abgelesene Pelometertiefe und $\beta = \frac{\text{Gramm pr. cm der Pelometerskala}}{\text{die Oberfläche der Pelometerplatte in cm}^2}$.

Die Strecke von der Anfangstiefe (10 cm) bis zu der berechneten größten Tiefe H wird in 100 % eingeteilt. Auch diese Skala muß aber korrigiert werden, da die Sedimentationshöhe sich während des Sinkens verändert hat.

Die Arbeit ist mit 4 Fig. und 8 sehr instruktiven Diagrammen versehen.

Tom. Barth.

Eruptivgesteine.

Allgemeines.

J. H. L. Vogt: The Physical Chemistry of the Magmatic Differentiation of Igneous Rocks. II. On the Feldspar Diagram Or:Ab:An. (Skrifter utgitt av Det Norske Videnskaps-Akademi i Oslo. I. Mat.-Naturvid. Kl. 1926. No. 4. 1—101.)

Verf. hatte sich schon 1905 eingehend mit dem gleichen Thema beschäftigt. (Tsch. Mitt. 24. 1905. 437—542. Ref. ds. Jb. 1909 I. 367—374.)

Infolge der zurzeit noch immer bestehenden Unmöglichkeit, die Kristallisationsgleichgewichte der Feldspate experimentell zu erforschen, behält die analytisch-statistische Methode weiterhin eine große Bedeutung.

Mangels einer genügend großen Zahl neuester Analysen kann Verf. nicht vermeiden, auch ältere Analysen zu benutzen, doch tut er es nur nach gründlicher Kritik. Analysen aus der Zeit vor 1905 sollten nach seiner Ansicht nur mit Vorsicht verwendet werden. Nach einer eingehenden Rückschau über unsere Kenntnisse von den thermischen Werten der Feldspate und ihrer verschiedenen Typen werden Verschiedenheiten in der Zusammensetzung der Mikrokline und der Oligoklase in Graniten im Gegensatz zu solchen in Granitpegmatiten konstatiert. Das statistische Verfahren ergibt ein Häufigkeitsmaximum für Granit-Mikrokline mit 28 Gewichts-% $Ab + An$; für Granitpegmatit-Mikrokline dagegen liegt das Häufigkeitsmaximum bei einer Zusammensetzung von 25 Gew.-% $Ab + An$. Größer sind die Unterschiede bei den Oligoklasen: für solche der Granite liegt das Häufigkeitsmaximum bei 24 Gew.-% $An + Or$, für solche der Granitpegmatite bei 17 Gew.-% $An + Or$.

Bezüglich der Beteiligung von Bariumfeldspat wird nachgewiesen, daß die Kalifeldspate eruptiver Gesteine den Hauptanteil beherbergen, während Mikrokline der Granitpegmatite sehr arm an BaO sind.

Es wird eine neue Figur gegeben, die sämtliche brauchbaren Feldspatanalysen im Konzentrationsdreieck $Or - Ab - An$ zur Anschauung bringt. Das Resultat ist: vollständige Mischbarkeit zwischen An und Ab ; zwischen An und Or sehr große Mischungslücke, die tief in das ternäre Gebiet hineinreißt; zwischen Or und Ab vollständige Mischbarkeit bis auf einen kleinen Raum zwischen 38 Or 62 ($Ab + An$) und 32 Or 68 ($Ab + An$). Analysen, die in diesen Raum fallen würden, sind von mehr oder weniger zweifelhafter Genauigkeit. Doch meint Verf., daß $d e s h a l b$ eine Diskontinuität nicht anzunehmen sei.

Zur Konstruktion der Feldergrenzen, die die Kristallisationen der Feldspate Typ „Orthoklas“ von den Feldspaten Typ „Plagioklas“ trennen („individualisation boundaries“ in Vogt's Ausdrucksweise), wird ein außerordentlich großes Beobachtungsmaterial verwendet. Analysen von Feldspaten verschiedenster Herkunft wurden gesichtet. Verf. gibt in 2 Figuren der ternären Systeme $Or - (Ab + An) - Quarz$ und $Or - Ab - An$ das Ergebnis seiner Berechnungen und Überlegungen. In kalkarmen Gesteinen mit 70—75 % SiO_2 (= 20 bis 30 % Quarz) liegt die eutektische Linie genau bei 40 $Or : 60 (Ab + An)$. Für Gesteine mit mehr CaO ist, da für solche nur wenig Beobachtungen vorhanden sind, eine gleich genaue Aussage noch nicht möglich. Im ternären System $Or - Ab - An$ wird die Grenze zwischen zwei Punkten mit den Koordinaten 42 Or , 38 Ab , 20 An und 38 Or , 58 Ab , 4 An gezogen.

Ein besonderer Abschnitt wird der Abhängigkeit der Feldspatzusammensetzung von der Temperatur gewidmet, unter spezieller Berücksichtigung der perthitischen Entmischungen (auch der in submikroskopischer Dispersität,

deren Nachweis auf röntgenographischem Wege möglich ist, Arbeiten von Kôzu und Endô).

Ferner sind Tabellen zusammengesetzt, die über das Verhältnis Or : Ab : An 1. im Gestein, 2. im zuerst kristallisierten Feldspat, 3. in der Grund- bzw. Glasmasse berichten. Ganz besonders beachtenswert ist, daß Verf. nun die Konjugationslinien, die über das Zusammenkommen bestimmter Kalifeldspate und bestimmter Plagioklase entscheiden, konstruiert (dazu 6 Figuren). Aus der Lage der Konjugationslinien kann man dann den Verlauf der eutektischen Linie bei fallender Temperatur ablesen. Unzweifelhaft liegen die tieferen Temperaturen auf der Or — Ab-Seite des ternären Systems Or — Ab — An.

Schließlich wird im letzten Abschnitt die vermutliche Gestalt der Zustandsdiagramme der binären Systeme Or — Ab und Or — An und der ternären Systeme Or — Ab — An und Or — Ab — Quarz diskutiert. Ob im System Or — Ab der Fall „Eutektikum mit sehr kleiner Mischungslücke“ oder der Fall „lückenlose Mischkristallbildung mit Temperaturminimum“ verwirklicht ist, ist nicht zu entscheiden, doch ist nur mit einem dieser beiden Fälle zu rechnen. Das Eutektikum bzw. Temperaturminimum der Mischkristalle liegt bestimmt bei etwa 40 Or 60 Ab. Die Mischungslücke kann sich sehr vergrößern, wenn flüchtige Komponenten die Kristallisationstemperatur herabsetzen.

Verf. kündigt eine weitere Arbeit (Nr. III) dieser Publikationsserie an, in welcher er die Genesis „anchi-eutektischer“ Gesteine eingehend erläutern will. Inst. f. Min. u. Petr. d. Techn. Hochsch. Berlin.

H. v. Phillipsborn.

J. W. Greig: Immiscibility in Silicate Melts. (Amer. Journ. Science. [5.] 13. 1927. 1—44. 133—154.)

—: On Liquid Immiscibility in the System FeO—Fe₂O₃—Al₂O₃ Si O₂. (Amer. Journ. Science. [5.] 14. 1927. 473—484.)

Diese Arbeiten enthalten eine Fülle von neuen Beobachtungen und Tatsachen. Der Mineraloge wird dem Hauptergebnis, daß Silikat-Schmelzlösungen unter Umständen sich in zwei flüssige Phasen entmischen, das lebhafteste Interesse entgegenbringen.

Im folgenden sind nur die wichtigsten Beobachtungen zusammengestellt.

I. Cristobalit. Der Schmelzpunkt wurde zu $1713^{\circ} \pm 5^{\circ}$ bestimmt.

II. Zwei-Komponentensysteme. Kieselsreiche Mischungen von Mg O, Ca O, Sr O, Mn O, Zn O, Fe O, Ni O und Co O mit Si O₂ zerfallen beim Schmelzen in zwei nicht mischbare Schmelzen. Die Zusammensetzung der beiden Lösungen in Gew.-% und die Temperatur, bei der die Lösungen im Gleichgewicht mit Cristobalit stehen, sind wie folgt:

Lösung 1	Lösung 2	Temperatur
0,6 Ca O, 99,4 Si O ₂	27,5 Ca O, 72,5 Si O ₂	1698° ± 5°
0,8 Mg O, 99,2 Si O ₂	31 Mg O, 69 Si O ₂	1695° ± 5°
2,4 Sr O, 97,6 Si O ₂	30 Sr O, 70 Si O ₂	1693° ± 5°
3,0 Fe O, 97,0 Si O ₂	42 Fe O, 58 Si O ₂	1690° ± 10°

Die Beziehungen sind somit in allen Fällen bemerkenswert gleich, die Gleichgewichtstemperatur zwischen Cristobalit und den zwei Lösungen ist immer dicht unter 1700° , und die eine der beiden Lösungen ist immer fast reine Kieselsäure.

Das System BaO—SiO_2 zerfällt nicht in zwei Lösungen, die Form der Liquidus-Kurve des Cristobalites zeigt aber, daß ein Entmischungsfeld nicht weit entfernt ist.

Alkali- und Aluminium-Oxyde sind mit SiO_2 im flüssigen Zustande in jedem Verhältnis mischbar, auch im System $\text{B}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2$ wurden keine Mischungslücken gefunden. Dagegen ist Fe_2O_3 mit SiO_2 wahrscheinlich sehr unvollständig mischbar.

Das System $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2$ wurde nicht direkt untersucht (bei diesen Temperaturen müßte man dann unter einem sehr hohen Sauerstoffdruck arbeiten). Mischungen von Kieselsäure und Eisenoxyd mit dem Verhältnis $\text{FeO/Fe}_2\text{O}_3$ etwa gleich 1 zeigten aber eine sehr große Mischungslücke, nämlich zwischen 4 Eisenoxyd—96 SiO_2 und 69 Eisenoxyd—31 SiO_2 , bei 1665° .

III. Dreikomponentensysteme. Entmischungserscheinungen in den folgenden Systemen wurden untersucht: MgO—CaO—SiO_2 , MgO—FeO—SiO_2 , $\text{MgO—Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2$, $\text{MgO—Na}_2\text{O—SiO}_2$, $\text{CaO—Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2$, $\text{CaO—Na}_2\text{O—SiO}_2$, $\text{MgO—K}_2\text{O—SiO}_2$ und $\text{FeO—Fe}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2$. Dabei wirkt ein Zusatz von Fe_2O_3 vergrößernd, Zusätze von Al_2O_3 und von Alkalioxyden wirken dagegen verkleinernd auf die Mischungslücke. Ein neues Diagramm für das System $\text{SiO}_2\text{—Al}_2\text{O}_3\text{—CaO}$ wird gegeben, in welchem außer der Entmischung auch die Mullitbildung gegenüber dem älteren Diagramm korrigierend eingetragen ist.

IV. Differentiation der Magmen. Für diese Fragen sind die Befunde der lückenhaften Mischbarkeit der Schmelzen der Mono-Oxyde mit Kieselsäure kaum von direktem Interesse, da so hohe Temperaturen und so kieselsäurereiche Magmen primär wahrscheinlich nicht vorkommen.

Auch die große Neigung zur Entmischung der ferri-oxydreichen Systeme dürfte nach dem Verf. von geringer oder keiner Bedeutung für die geologischen Probleme sein, weil erstens die Temperatur und der Sauerstoffdruck sehr hoch sein müssen, und zweitens, weil eine Zumischung von Al_2O_3 oder Alkalien auch in solchen Systemen sofort die Mischungslücke sehr stark reduziert.

Die große Bedeutung dieser Ergebnisse für die Herstellung feuerfester Materialien sei auch hier erwähnt, soll aber nicht näher referiert werden.

Inst. f. Min. und Petr. d. T. H. zu Berlin.

Tom. Barth.

Richard C. Fuller: The Mode of Origin of the Color of Certain Varicoloured Obsidians. (Journ. of Geol. **35**. [1927]. 570—573.)

Die roten und bräunlichen Farben von Obsidianen (im auffallenden Licht betrachtet) wurden von **IDDINGS** (U. S. Geol. Survey, Seventh Annual Report 1886 p. 274) auf Oxydation des kleinen Eisengehalts zurückgeführt. Eine mikroskopische Untersuchung von Obsidianen der Glass Buttes und der Beattys Butte im südlichen zentralen Oregon läßt erkennen, wie man sich den Gang der Oxydation vorzustellen hat.

Bei den brecciosen Obsidiantypen vollzieht sich eine Oxydation lokaler Zonen und es erfolgt eine lokale Wiederaufschmelzung durch die heißen Gase, deren Temperatur noch durch exotherme Reaktion gesteigert wird.

Beim feinparallel gebänderten Obsidian bestehen die Bänder aus einem Aggregat feiner rötlicher Flecken, die durchweg diagonal zur Hauptrichtung der Bänderung orientiert sind. Kleine Feldspatkristalle im gebänderten Obsidian lassen eine Rotationsbewegung erkennen. Durch differenzielle Parallelverschiebungen der fließenden Lagen gegeneinander haben sich winzige Sprünge entwickelt, auf denen freigewordene Gase durch Oxydation die Fleckchen erzeugen.

Die gleichen Faktoren macht Verf. für die Lamination saurer Laven verantwortlich.

Inst. f. Min. u. Petr. d. Techn. Hochsch. Berlin. **H. v. Phillipsborn.**

W. Salomon: Strukturen von Laven und „Tuffen“ in ihrer Abhängigkeit von der Schmelzflußtemperatur. (Geol. Rundschau 17. 1926. 336—338.)

Es wird für verfestigte Tuffe der Ausdruck „Tuffstein“ vorgeschlagen. Im übrigen werden bereits bekannte Beziehungen zwischen Laven und Tuffen übersichtlich zusammengestellt.

Curt Telchert.

Petrographisch-tektonisches Grenzgebiet.

R. Schwinner: Kristallisation und gerichteter Druck. (Mineralog.-petr. Mitt. 37. 1926. 219—235. Mit einem Textbild.)

Die REECKE'sche Deduktion, wonach elastischer Zwang die Stabilität der betroffenen festen Phase verringert, ist an sich einwandfrei, aber zu einer Erklärung der Kristallisationschieferung nicht zu brauchen; denn der Ansatz betrifft eine feste Phase als Ganzes: es kann nur Auflösung von stärker beanspruchten Kristallen, Wiederabsatz auf weniger beanspruchten daraus gefolgert werden. Wenn die BECKE'sche Erklärung der Kristallisationschieferung statt dessen zwei verschiedene Flächen desselben Kristalls substituiert, so ist dies gegen den klaren Sinn des Ansatzes. Auch die von NIGGLI (Gesteinsmetamorphose p. 169 f.) dazu gegebene Ergänzung hilft nicht weiter; denn Lösungsumsatz zwischen zwei Flächen erfordert eine zwischengeschaltete flüssige Phase, die unmöglich auf verschiedene Stellen ihrer Umgrenzung verschiedene Normaldrucke ausüben kann.

Überhaupt ist jede thermodynamische Behandlung des Problems unzulänglich, solange sie zur Vereinfachung das wichtigste Kennzeichen der in Betracht kommenden festen Phasen: die elastische Anisotropie, vernachlässigen muß. Besser kann man sich jenes veranschaulichen mit Hilfe der Raumgittervorstellung: die geometrischen Gitterpunkte bezeichnen Gleichgewichtslagen, um welche die materiellen herumpendeln. Die Geschwindigkeiten folgen einem Wahrscheinlichkeitsgesetz; auch solche, die aus dem Anziehungsbereich der benachbarten Teilchen hinausführen, haben eine gewisse Wahrscheinlichkeit, eine bestimmte Anzahl Teilchen wird in der Zeit-

einheit das Kristallgitter verlassen. Bestehen bleiben kann letzteres nur, wenn die gleiche Anzahl von außen in es hineinliegt, d. h. wenn die betreffende Substanz in der anstoßenden flüssigen Phase einen entsprechenden Partialdruck hat. Bei Deformation besteht der elastische Zwang offenbar darin, daß die Teilchen aus der besten Gleichgewichtslage ein Stück weit entfernt sind; um sie ganz herauszubringen, ist weniger Arbeit nötig. Es werden also der Oberfläche (bei gleicher Temperatur) mehr Teilchen verloren gehen: die Löslichkeit wird größer. Das gilt aber für die ganze Oberfläche; inwieweit verschiedenartige „Zwangslagen“ Unterschiede bedingen, ist nicht von vornherein zu beurteilen. Es ist sehr wohl denkbar, daß das Optimum der Löslichkeit in einem Fall dem Druckmaximum, in einem anderen dem Druckminimum entspricht. Jedenfalls aber ist der Einfluß von Spannungszuständen auf die Formgestaltung der Kristalle nicht hoch zu veranschlagen, da ja nur die — sehr kleine — Differenz zwischen größter und kleinster Löslichkeitserhöhung (die überhaupt nicht groß ist) in Betracht kommt.

Von den beiden Arten der Gefügebildung geschieferter Gesteine kann die eine, die mechanische Einschichtung der Gesteinskomponenten, auf eine „homogene Schiebung“ zurückgeführt werden: maßgebend für das Hineindreuen in die Gleitebene ist dabei zunächst die äußere Gestalt (Platte, Nadel usw.), weiter die verschiedenen Kohäsionsminima; beide sind kristallographisch bedingt. Mechanische Schichtung bedeutet also stets kristallographische Regelung (man vergleiche dazu SANDER, Zur petrograph.-tekton. Analyse; Ref. dies. Jb. 1927 I A 341—344; II B 28—29). — Für die „Querbiotite“ braucht man keinen besonderen anderweitigen Mechanismus. Hier kommt die zweite der beiden stets paarweise auftretenden Scherflächenscharen zur Geltung. Es handelt sich dabei nicht um mechanische Einschichtung präexistierender Glimmerblätter — dafür sind die Wege an diesen Gleitflächen viel zu gering; vielmehr um Auslese passender Kristallkeime (BECKE) oder Orientierung nach Klüften (MÜGGE). [Warum aber findet man in Querstellung stets nur bestimmte Mineralien des Gesteins, die anderen nicht? Es wäre gut, wenn Verf. diesen Gedanken an einigen konkreten Beispielen näher ausführen würde. Ref.]

Die zweite Art der Gefügebildung, die kristalloblastische, ist zum größten Teil „Abbildungskristallisation“ (SANDER), wobei die Schieferung entweder auf primäre Paralleltexuren oder — noch häufiger — auf die zuvor besprochene mechanische Parallelschichtung zurückgeht. Im letzteren Falle wird das Gefüge zwar von mechanischen Vorgängen bestimmt, aber von solchen, die (event. lange) vor der Kristallisation abgelaufen sind; entscheidend sind hier die tatsächlich abgelaufenen Bewegungen, nur mittelbar die ihnen zugrunde liegenden elastischen Spannungen. Bei einem Teil der Tektonite [Verf. unterschätzt ihn wohl etwas, Ref.] sind Durchbewegung und Kristallisation nebeneinander verlaufen; „wenn Schieferung nach dem RIECKESCHEN Prinzip, d. h. in einem der Hauptschnitte auch nur eine einigermaßen bedeutende Rolle spielen würde, müßte sie bei diesen merklich die Gleitflächen s (die ja zum Hauptschnitt des Spannungsellipsoides eben einen Winkel von 45° bilden) überkreuzen“. Das ist jedoch nie beobachtet worden.

Andere Möglichkeiten für die Entstehung kristalloblastischer Schieferung bietet die Auslese günstig orientierter Kristallkeime, wenn man sie statt auf „Pressung“ (БЕККЕ) auf die von der Schiebung benützte Gleitflächenschar bezieht. Irrational zu dieser gelegene Kristalle müssen in immer kleinere Bruchstücke zerrissen werden, die schließlich mit der für normale Kristalle gesättigten Lösung nicht mehr im Gleichgewicht stehen und folglich aufgelöst werden. Ein Gitterstück dagegen, das mit einer guten Translationsfläche in der Ebene der Schiebung liegt, kann von dieser nicht zerstört werden; im Gegenteil muß die Vergrößerung der freien Oberfläche den Ansatz neuen Stoffes begünstigen. Verf. schreibt diesem Vorgang Bedeutung zu bei Kristallisation aus strömendem, viskosem Magma, aus durchbewegtem Glas oder Gel; nicht so für die Bildung kristalliner Schiefer, weil da das für das Wachstum der bevorzugten Keime benötigte Material fehle. [Letzteres steht mit dem zuvor Gesagten einigermaßen in Widerspruch: die Auflösung der nicht bevorzugten wird dieses Material liefern; und da von ihr im wesentlichen sehr kleine Bruchstücke — an oder unter der Sichtbarkeitsgrenze — betroffen werden, wird sie sich meistens direkter Beobachtung entziehen. Für die Gefügebildung parakristallin durchbewegter Schiefer scheint dieser Vorgang gerade wichtig zu sein — natürlich neben der mechanischen Einschlichtung! Ref.]

Weiter sind zu berücksichtigen Kristallisationen in den bei der Durchbewegung entstandenen Klüftlumina (MÜGGE), wenn auch deren Bedeutung für die Entstehung einer Paralleltexur nicht allzu groß ist. Auch sie müssen wieder nach den maximalen Scherspannungen, d. h. 45° zu zwei Hauptschnitten des Spannungsellipsoides orientiert sein.

Hervorzuheben ist noch, daß Verf. die Frage, wieso von den beiden zunächst gleichberechtigten maximalen Scherspannungen nur der einen eine Gleitflächenschar entspricht, auf der es zu weitergreifenden Bewegungen kommt, dahin beantwortet, daß dafür Übereinstimmung zwischen dem Drehungssinn der Schiebung und dem Drehmoment der äußeren Kräfte maßgebend ist (im Gegensatz zu W. SCHMIDT, Gesteinsumformung; vgl. Referat in dies. Jb. 1926 I A, 271—279; II B, 18—28). **Cornellus.**

B. Sander: Versuch zur Behebung einiger Einwände. (Verh. Geol. Bundesanstalt. 1927. 111—115.)

Entgegnung an W. SCHMIDT (zu SANDER's „Zur petrographisch-tektonischen Analyse“, II; vgl. das Referat in dies. Jb. 1927 I A, 344—345; II B, 28—29). Verf. hält daran fest, daß nicht alle Falten — wenngleich selbstverständlich auch bei stetiger Biegung Scherungen das Umformende sind — dem Schema der SCHMIDT'schen „Gleitbrettfalte“ entsprechen.

Cornellus.

H. Cloos: Zur Tektonik alpiner Granitplutone. (Geol. Rundschau. 18. 1927. 396—398.)

Verf. resümiert kurz die Ergebnisse von BALK (Geol. Rundschau. XV.) über die Granitmassive von Baveno und Orta und von DRESCHER und STORZ (dies. Jb. Beil.-Bd. LIV) über den Bergeller Granit. Im Anschluß hieran wird die Übereinstimmung mit der Anlage der varistischen Plutone fest-

gestellt. Das Bergeller Massiv gleicht etwa dem Riesengebirgstypus, nicht dem Strehlemer Typus. Von beiden ist es durch das stärkere Hervortreten der Assimilationserscheinungen unterschieden. Die Raumbildung scheint im wesentlichen durch Verdrängung und nicht durch Aufzehrung des vorhandenen Gesteins erfolgt zu sein.

Curt Telchert.

Hans Reichert: Tektonik des Meißner Syenit-Granitmassivs. (Abh. math.-physik. Kl. Sächs. Akad. d. Wiss. 39. Nr. V. Leipzig 1926. 63 p. 1 Taf. 9 Textfig.)

Die Untersuchung des Gebietes geschah nach dem bekannten Clooschen Verfahren. Es ergab sich, daß die Fluidalrichtung im Meißner Batholithen eine große Regelmäßigkeit besitzt, woraus auf Abhängigkeit dieser Erscheinung vom Gebirgsdruck geschlossen wird. Da die Fluidalebene fast stets nach N, NO oder NW einfällt, scheint das aufdringende syenitisch-granitische Magma einem NO—SW wirkenden Seitendrucke ausgesetzt gewesen zu sein. Der Meißner Intrusivkörper besitzt in der Hauptsache einen isoklinalen Bau.

A. Bentz.

P. Corbin et N. Oullanoff: Recherches tectoniques dans la partie centrale du massif du Mont-Blanc. (Bull. Soc. Vaudoise Sc. nat. 56. No. 217. 1926. 101—114.)

Genaue Beobachtungen über die Anordnung der Schiefereinschlüsse und der Feldspateinsprenglinge im Mont-Blanc-Protogin gestatten, die alten hercynischen Leitlinien festzustellen. Sie bilden mit der NE—SW gerichteten großen Achse der Ellipse des Massives, wie es heute erscheint, einen Winkel bis 40°, indem die hercynischen Streichrichtungen N—S oder N 10° E gerichtet sind. Mylonitzonen, welche den Protogin durchziehen und auf Kosten der alpinen Bewegungen entstanden sind, haben eine NE—SW-Richtung. Mont-Blanc-Massiv und Aiguilles-Rouges-Massiv gehörten hercynisch zur selben Einheit und sind alpin durch die Synklinale von Chamonix getrennt worden. Andererseits ist das Aarmassiv, das man als die Fortsetzung des Mont-Blanc-Massivs betrachtet, hercynisch eine ganz andere Einheit gewesen.

M. Reinhard.

Regionale Petrographie.

Russland.

E. H. Kranok: On Turjaite and the Ijolite stem of Turja, Kola. (Fennia 51. No. 5. Helsingfors 1928. 104 p. 13 Textfiguren und 20 Figuren auf 4 Tafeln. [Veröffentlicht als Dissertation.])

Vorliegende Abhandlung enthält die Resultate der Untersuchungen über die Alkaligesteine von der Halbinsel Turja auf der Südküste von Kola. Das Material wurde von W. RAMSAY (†) und TH. BRENNER in den Sommern 1911 und 1914 gesammelt. Der Name Turjait wurde von RAMSAY 1921 vorgeschlagen, und die Gesteinsserie ist auch von W. C. BRÖGGER in seiner Arbeit über das Fengebiet kurz beschrieben und erörtert worden.

Die Alkaligesteine von Turja treten auf hauptsächlich als Eruptivgänge und nur in kleinerer Ausdehnung als Stöcke, weil der größte Teil der Halbinsel Turja aus porphyrtartigen archaischen Graniten neben etwas Quarzit besteht. Dem Alter nach sind die Alkaligesteine wahrscheinlich postarchaisch. Sie sind außerordentlich wechselnd und meistens schlierig gebändert. Die Turjaitstufen stammen größtenteils von Kusnavolok auf der Westküste von Turja. Der Turjait ist ein mittel- bis grobkörniges Gestein von panallotriomorph- bis hypidiomorph-körniger Struktur. Nach einer Berechnung aus dem Mittel der bisher veröffentlichten Analysen (3) enthält er 41,7 % Melilith; 16,4 % Nephelin, 18,3 % Biotit, 7,2 % Magnetit, 4,1 % Perowskit, 3,7 % Apatit, 2,3 % Melanit und 1,8 % Calcit. Cebollit, Vesuvian und Pectolith sind charakteristische spätere Bestandteile und auch der Melanit (die inneren Teile dunkel, die äußeren Zonen heller, vgl. Analysen 13 und 14) ist ein Umwandlungsprodukt des Meliliths. Die Mengen wechseln sehr, besonders die des Melanits. Gelegentlich ist auch etwas Olivin vorhanden. Doch zeigen die Bauschanalysen (1 und 2 neue) einen ziemlich konstanten Charakter, worin der CaO-Gehalt besonders auffällt. Dieses Oxyd steckt größtenteils im Melilith (früher analysiert). Um so bemerkenswerter ist es, daß der Melilith doch ganz allotriomorph ist, wogegen besonders der Nephelin eigene Formen aufweist.

Die quantitativ vorwaltenden Typen der Alkaligesteine von Turja stehen den Ijolithen nahe; sie enthalten Ägirindiopside oder Ägirin, Nephelin und Alkalifeldspäte als Hauptbestandteile. Alle diese Gesteine sind fein- bis mittelkörnig und führen bisweilen noch viel Melanit und Biotit. Zusammen mit diesen und den Turjaiten kommt noch eine Gesellschaft von ultrabasischen lamprophyrischen Ganggesteinen vor (Analysen 6—11). Größtenteils sind sie Alkalimonchiquite und Alnöite. Einige eigentümliche carbonatreiche Ganggesteine, welche meistens Calcit, Diopsid, Biotit, Melanit, Analcim, Hydronephelin, Cancrinit u. a. Minerale enthalten, werden vom Verf. als mit den Lamprophyren verwandte, aber unter starker Konzentration von Wasser und Kohlensäure kristallisierte Ganggesteine aufgefaßt. Auch die auf Turja zahlreich vorkommenden Carbonatgänge, wesentlich aus Calcit bestehend, scheinen nach dem Verf. durch eine vollständige Carbonatisierung der Lamprophyrgänge unter der Einwirkung von Restlösungen hydrothermal entstanden zu sein.

Die Alkaligesteine von Turja gehören zu einem Gesteinsstamm in der von GOLDSCHMIDT angegebenen Bedeutung. Die femischen Hauptbestandteile dieses Stammes bilden die Reaktionsserie: Diopsid—Augit—Ägirindiopsid—Ägirin, die salischen wieder die Serie: Nephelin—Orthoklas—K Na-Feldspat (Albit). Zu der von diesen Bestandteilen charakterisierten Hauptserie gehören 1. Ijolith (Melteigit, Analyse 5), 2. Malignit (Analyse 4), 3. Augit—Nephelinsyenit, 4. Ägirinsyenit. Der Name Malignit wird gemäß der Definition von SHAND für die von Ägirindiopsid und Nephelin neben ziemlich reichlichem Orthoklas bestehenden Gesteine angewandt. In der Erklärung der Differentiation der Lamprophyre aus dem Hauptstamm schließt sich Verf. P. J. BEGER an. Die Minerale dieser Ganggesteine gehören zu den früheren Stadien der

Reaktionsserien; Augit (ohne Ägiringehalt, Analyse 16) und Olivin sind besonders vorherrschend. Die Ganggesteine ähneln doch den Gesteinen des Hauptstammes in ihrem relativ niedrigen Magnesia- und hohen Kalkgehalt. Auch der Turjait schließt sich chemisch dem Hauptstamm eng an, aber steht andererseits durch seinen niedrigeren Kieselsäuregehalt den Lamprophyren näher. Nach Verf. stammt er aus einem ijolithischen Urmagma her, indem unter einem spätmagmatischen Stadium, hauptsächlich durch die Einwirkung von calcium-(Ca C O₃)-reichen Restlösungen, der Pyroxen in Melilith und Magnetit umgewandelt worden sei. Übergänge zwischen dem Ijolith und dem Turjait wurden tatsächlich angetroffen. Diese Deutungswiese teilt in guter Übereinstimmung mit BOWEN'S Resultaten, nach welchen der Melilith sich auf Kosten von Pyroxen und Nephelin bilden kann. Manche Eigentümlichkeiten der Struktur und der Mineralzusammensetzung des Turjait werden dadurch verständlich, wie z. B. die Tatsache, daß das Eisenerz des Turjait ein reiner Magnetit ganz ohne Titan ist, so auch die oben erwähnte allotriomorphe Ausbildung des Meliliths. Betreffend der Entstehung dieser äußerst kalkreichen Alkaligesteine ist zu bemerken, daß die bisherigen Felduntersuchungen keine Kalkgesteine in der Gegend von Turja nachgewiesen haben. Das Magma scheint sogar sehr große Mengen von Kalk, wohl in der Form von Calciumcarbonat, enthalten zu haben, aber keine Gründe liegen vor zur Annahme, daß sie durch Assimilation vom Kalkstein entstanden seien.

Neue chemische Analysen der Turjagesteine und deren Minerale.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.
Si O ₂	36,27	36,65	34,72	45,45	41,78	38,30
Al ₂ O ₃	12,46	13,55	12,19	16,55	16,21	12,08
Fe ₂ O ₃	5,18	6,23	6,44	4,20	6,62	4,05
Fe O	3,94	4,43	4,82	2,94	3,77	6,70
Mg O	5,38	5,22	5,84	3,67	3,19	7,78
Ca O	20,15	18,47	19,08	10,75	12,96	13,94
Na ₂ O	5,85	5,12	5,11	7,74	8,16	4,78
K ₂ O	2,32	2,98	3,05	4,08	3,60	0,88
H ₂ O +	2,27	3,16	2,13	0,84	0,39	2,38
H ₂ O —	n. b.	0,05	0,17	0,20	n. b.	0,11
C O ₂	0,78	1,20	0,81	1,69	0,11	4,38
Ti O ₂	3,33	2,73	3,31	1,73	2,53	3,79
P ₂ O ₅	1,18	0,33	1,88	0,16	0,80	0,20
Mn O	0,37	0,22	0,28	0,18	0,30	0,15
S	0,21	0,15	0,17	0,41	—	n. b.
Cl	0,05	n. b.	—	0,04	—	n. b.
Summe	99,74	100,49	100,00	100,63	100,42	99,52

1. Mittelkörniger Turjait, Kusnavolok. Spez. Gew. 3,099.
2. Grob- bis mittelkörniger Turjait, Kusnavolok. Spez. Gew. 3,073.
Zr O₂, Cr₂ O₃, Σ Yt₂ O₃, keine.
3. Mittel der bis jetzt gemachten Analysen von Turjait aus Turja, wasserfrei gerechnet.

4. Malignit (mittelkörnig), Serka Malaja. Spez. Gew. 2,973.
 5. Melanit-Biotitmikromelteigit, Kideritskoi. Spez. Gew. 3,112.
 6. Augitmonchiquit, Serka Malaja. Spez. Gew. 2,963.

	7.	8.	9.	10.	11.
Si O ₂	38,86	38,12	41,83	37,78	37,31
Al ₂ O ₃	10,81	13,83	12,63	12,58	8,81
Fe ₂ O ₃	1,92	2,66	6,37	4,79	8,42
Fe O	7,38	7,36	3,33	5,92	2,60
Mg O	6,70	4,13	9,33	6,24	11,02
Ca O	14,98	12,80	13,37	14,60	16,23
Na ₂ O	4,02	7,72	2,10	5,36	1,66
K ₂ O	1,20	2,88	3,54	2,48	4,46
H ₂ O +	2,84	2,60	2,78	2,22	2,17
H ₂ O —	n. b.	0,10	—	0,14	0,10
C O ₂	6,44	2,08	0,96	1,34	2,36
Ti O ₂	3,58	3,03	1,56	4,94	3,33
P ₂ O ₅	1,03	0,59	1,42	0,66	1,33
Mn O	0,14	0,09	0,15	0,18	0,19
S	0,07	1,28	0,49	0,28	—
Cl	—	0,19	—	n. b.	—
Summe	99,97	99,46	99,86	99,51	99,99

7. Olivin-Augitmonchiquit, wie bei 6. Spez. Gew. 3,035.
 8. Augitit (mit Nephelin und Pektolit), Gang im Turjait, Kusnavolok. Spez. Gew. 2,888.
 9. Monchiquit, Turja (Analyse von P. ESKOLA).
 10. Melilithmonchiquit, Serka Malaja. Spez. Gew. 3,036.
 11. Melanitouachitit, Südspitze von Turja.

	12.	13.	14.	15.	16.
Si O ₂	37,50	33,34	33,10	51,32	47,39
Al ₂ O ₃	16,42	0,79	3,36	2,96	3,55
Fe ₂ O ₃	1,46	23,33	21,37	12,56	3,58
Fe O	6,02	1,09	1,10	6,22	4,95
Mn O	—	—	0,28	0,28	—
Mg O	20,88	0,36	1,09	5,12	11,84
Ca O	0,08	34,30	32,36	14,88	21,85
Na ₂ O	0,20	0,00	0,00	4,44	0,06
K ₂ O	9,09	0,38	0,22	0,22	0,69
Ti O ₂	4,90	6,91	6,34	2,38	4,86
H ₂ O	1,90	0,18	0,20	0,22	0,48
F	0,08	—	—	—	—
Summe	99,25	100,68	99,42	100,60	99,25

12. Biotit aus Turjait. $\gamma = \beta = 1,559$. Spez. Gew. = 2,925.
 13. Melanit (dunkel) aus Turjait. Spez. Gew. = 3,76 (8).

14. Melanit (hell) aus Turjait. $n = 1,895-1,900$. Spez. Gew. = 3,72 (7).
 15. Ägirinaugit (zonar) aus Malignit. $a = 1,708 \pm 0,003$; $\gamma = 1,737 \pm 0,003$. Spez. Gew. = $3,33 \pm 0,06$.
 16. Augit aus Monchiquit. $\beta = 1,701$; $\gamma = 1,729$; $2V = 49^\circ$; $\gamma \wedge c = 43-52^\circ$; Spez. Gew. = 3,291.

(Alle Analysen mit Ausnahme von Nr. 9 sind vom Verf. ausgeführt.)

Eskola.

Finnland.

W. W. Wilkman: Om diabasgångar i mellersta Finland. (Bulletin de la Commission géologique de Finlande No. 71. Helsinki-Helsingfors 1924. Auch in: Fennia 45, No. 3. 1925. Mit deutschem Referat. 35 p. 8 Textfiguren u. 1 Karte.)

Innerhalb der Granitgneisgebiete der Gegend nördlich von Kuopio und östlich von Iisalmi in Zentralfinnland sind zahlreiche, die Spalten des älteren Felsgrundes ausfüllende Diabasgänge angetroffen. Sie streichen quer zur Schieferung des Granitgneises, und zwar in nordwestlichen, westnordwestlichen und westöstlichen Richtungen. Sie durchschneiden auch die innerhalb des Gebietes auftretenden jüngeren Tiefengesteinsmassen und sind somit die jüngsten Gesteine der Gegend. Die Gangdiabase sind teils Enstatitaugitdiabase, teils Hornblendediabase, sowie Übergangsformen; alle Typen sind unbeeinflusst von Dynamometamorphose. Die Hauptbestandteile der ersteren sind Enstatitaugit (farblos bis schwach braun, $2V = 10-40^\circ$), An-reicher Plagioklas (ca. 40 %) und Magnetit. Umwandlungsprodukte, wie Zoisit, grüne Hornblende, Biotit und Chlorit sind meistens spärlich. Bisweilen befindet sich eine zuletzt erstarrte mikropegmatitische Zwischenmasse von Orthoklas, Plagioklas und Quarz. Die Struktur ist typisch ophitisch. An dem sehr scharfen Kontakt wird der Diabas porphyrisch mit dichter Grundmasse und in schmalen Adern sogar glasig, was auf schnelle Abkühlung schließen läßt. Die NIGGLI'schen Zahlen für eine Analyse vom Enstatitaugitdiabas von Kalliomäki, Sonkajärvi, lauten: $si = 114$, $al = 15,5$, $fm = 50$, $c = 31$, $alk = 3,5$, $k = 0,30$, $mg = 0,46$, $c/fm = 0,63$.

Der Hornblendediabas unterscheidet sich vom vorgenannten nur dadurch, daß er statt Enstatitaugit stark pleochroitische, bräunlichgrüne bis bläulichgrüne Hornblende enthält. Da alle erwähnten Diabase von orogenetischen Bewegungen unberührt geblieben sind, schließt Verf., man könne mit Sicherheit behaupten, daß sie mindestens postjuralischen, wenn nicht sogar postjotnischen Alters seien, was mit den Erfahrungen an ähnlichen, von W. WAHL u. a. beschriebenen Diabasen von Südfinnland übereinstimmen würde.

Weiterhin beschreibt Verf. auch die älteren Gesteine des Gebietes. Unter diesen findet man in der Gegend von Lapinlahti unweit von Iisalmi eine interessante Differentiationsserie von einem Hornblendegabbro über Olivingabbro bis zu einem Anorthosit, welcher hauptsächlich aus Plagioklas von der Zusammensetzung An_{78} besteht, sowie die Pyroxendiorite und Pyroxengrandiorite in den Kirchspielen Sonkajärvi und Karpaisjärvi.

Eskola.

Britische Inseln.

J. W. Gregory: The reported metamorphic zone at Castlefern near Moniaive, Southern Uplands. (Trans. geol. soc. Glasgow. 17. 1925/26. 438—439.)

Es handelt sich bei den in Blatt 9 der geologischen Karte von Schottland und in den Erläuterungen dazu (Memoir 9. 1877) beschriebenen Vorkommen nicht um Kontakt-, sondern um Dynamometamorphose an auftretender Verwerfung.

Erich Kaiser.

Francis Jones: The Petrology and Structure of the Charnian Rocks of Bardon Hill. (Geol. Mag. 63. 1926. 241—255.)

Die vorliegende Arbeit, die sich mit recht komplizierten Gesteinstypen Leicesters befaßt, ist weit über den Rahmen lokalen Interesses von Wichtigkeit, da Verf. an Hand dieses Materials Kriterien zur Unterscheidung von Tuffen und echten Eruptivgesteinen aufstellt. Den reichen Inhalt der Arbeit, soweit es sich um die Gegenüberstellung der einzelnen Gesteinstypen handelt, glaubt Ref. am kürzesten und übersichtlichsten in tabellarischer Form wiedergeben zu können, während der kurze theoretisch wichtige Abschnitt wörtlich übersetzt werden soll.

Die „Charnian Rocks“ haben bereits zu vielen Kontroversen Anlaß gegeben, nämlich ob Lockerprodukte oder echte Eruptiva, und wenn letzteres angenommen wurde, ob intrusiv oder extrusiv. Irreführend wie die Gesteine selbst sind auch deren Bezeichnungen, als da sind:

1. „Peldar Porphyroid“ — ein Quarz-Porphyr (Peldar Tor).
2. „Purple Porphyroid“ — ein Porphyrit mit kleineren Feldspateinsprenglingen als 1. und gar keinem oder nur wenig Quarz.
3. „Bardon Breccia“ — vielfach als vulkanisches Lockerprodukt oder Breccie gedeutet, nach dem Verf. eine Intrusiv-Breccie.
4. „Bardon Good Rock“ — eine Bezeichnung der Steinbrucharbeiter, von BONNEY übernommen, für die homogenen Gesteine, die innerhalb der Bardon-Breccie auftreten.
5. „Slate Agglomerate“ — ein Steintuff mit dunklen Bruchstücken von verschiedener Korngröße.
6. „Hornstone“ — ein feinkörniges, grünes Gestein, mit dem „Slate Agglomerate“ eng verbunden.

Die Untersuchungen des Verf.'s wurden an Hand seiner Kartierung im Maßstab 25 Inches = 1 Meile, von gesammeltem Material, makroskopisch, mikroskopisch und chemisch vorgenommen. Obwohl die Gesteinstypen im Handstück leicht zu unterscheiden sind, sind keine scharfen Kontakte zu finden; Störungen treten in dem Gebiet allenthalben auf.

Die strittige Frage der Genese der Bardon-Gesteine entscheidet Verf. dahingehend, daß es sich nicht um Lockerprodukte, sondern echten Schmelzfluß handelt, und zwar intrusiver Natur. Allerdings gibt er zu, daß dieses Gestein klastisches Material von wechselnder Größe enthält, das möglicher-

weise durchbrochenen Tuffhorizonten entstammen dürfte, von denen die „Slate Agglomerates“ Reste darstellen.

Das Altersverhältnis ist nach dem Verf.: Peldar-Porphyrroid zuerst, ihm folgend der Purple-Porphyrroid, zuletzt die Bardon-Gesteine.

Chemische Analysen des Peldar Porphyroides (A) und Bardon Good Rock (B) ergaben:

	A.	B.
Si O ₂	71,44	59,86
Al ₂ O ₃	10,54	16,00
Fe ₂ O ₃	3,81	4,47
Fe O	2,25	3,64
Mg O	2,95	3,90
Ca O	5,33	8,06
Na ₂ O	1,93	2,60
K ₂ O	0,84	1,20

1. Peldar Porphyroid.

Makroskopisch

Einsprenglinge von rosa oder grauem Feldspat und Quarz in violetter od. grüner Grundmasse.

Mikroskopisch

Unfrische Feldspäte, Orthoklas, Oligoklas, Sekundär-Epidot und Chlorit, Quarz und Albit. Grundmasse mikro- u. kryptokristallin, Apatit, Eisenerz.

Textur

Felsitisch, gelegentlich tritt Schieferung auf, Feldspäte gestreckt und in serizitische Fasern verwandelt.

Einschlüsse

Feinkörnig rosa oder grüngrau.

Spez. Gew. 2,748.

2. Purple Porphyroid.

Makroskopisch

Graue Feldspäte in violetter oder dunkelgrauer Grundmasse. Quarz fehlt.

Mikroskopisch

Orthoklas u. Plagioklas (Andesin), letzterer überwiegend.

Textur

Felsitisch, etwas gröber als 1.

Einschlüsse

Zahlreich, hauptsächlich vom Peldar Porphyroid. Die Einschlüsse vom Peldar Porphyroid sind vielfach fluidal angeordnet.

Spez. Gew. 2,760.

3. Bardon-Breccie.

Makroskopisch

Ähnlich dem Bardon Good Rock (siehe 4.).

Mikroskopisch

Grundmasse entspricht der des Good Rock vollkommen. Starke Anreicherung von Epidot und Limonit.

Textur

Bruchstücke gelegentlich parallel angeordnet (Fluidalerscheinung).

Einschlüsse

1. Rosa Porphyroid. 2. Purple Porphyroid. 3. Aschen? 4. Peldar Porphyroid. 5. Chloritisierte Fragmente (wahrscheinlich rosa Porphyroid).

Spez. Gew. 2,808.

4. Bardon Good Rock.

Makroskopisch

Verschiedenfarbig, überwiegend olivbis graugrün. Beistarker Epidotisierung rosa gestreift oder gefleckt. Quarzeinsprenglinge fehlen, Feldspateinsprenglinge klein und leistenförmig.

Textur
Felsitisch

Mikroskopisch

Ähnlich den Porphyroiden, doch unfrischer. Epidotisierung weiter vorgeschritten. Drei Schliche zeigten kleine Quarzeinsprenglinge.

Einschlüsse

—

Spez. Gew. 2,84.

Kriterien zur Unterscheidung von veränderten Tuffen und veränderten echten Magmagessteinen.

In den Tuffen

In den Magmagessteinen

a) Einsprenglinge.

1. Zerbrochene Fragmente herrschen vor; scharfe Umriss sind selten oder fehlen.

2. Glomeroporphyritische Aggregate sind häufig.

3. Sie zeigen keine Anzeichen von Orientierung und erscheinen häufig der Grundmasse gegenüber fremd.

4. Das Verhältnis von Einsprenglingen zur Grundmasse ist oft viel höher als in Magmagessteinen gleicher Zusammensetzung.

5.

6.

7.

1. Mehr oder weniger idiomorphe Kristalle herrschen vor.

2. Kristallbegrenzungen zeigen oft Einschnürungen und Korrosion.

3. Wenn zerbrochen, so sind die Bruchstücke in ursprünglicher Lage und können dann ineinanderpassen (can be figuratively assembled).

4. In jedem Areal beschränkter Ausdehnung ist das Verhältnis jeder Mineralspezies annähernd konstant.

5. Gelegentlich ist eine Orientierung der Kristalle vorhanden.

6. Kristalle sind in optischer Einheit mit der Grundmasse.

7. Mit Ausnahme der Fälle, wo ein Magmagesstein Bruchstücke eines Kristalltuffes aufgenommen hat, stehen sie in normalem Verhältnis zur Grundmasse.

b) Grundmasse.

1. Die Matrix der Tuffe besteht häufig aus zerbrochenen und völlig erhaltenen Kristallen von gleicher Beschaffenheit wie die Einsprenglinge.

1. Die Textur mag felsitisch oder hyalopilitisch sein.

2. Sie zeigt ausgesprochene Unterschiede in Textur und Zusammensetzung in verschiedenen Teilen des Handstückes.

2. Wenn kryptofelsitisch, so ist sie nur mit Schwierigkeit von pulverförmigem klastischem Material zu unterscheiden.

c) Einschlüsse.

1. Diese zeigen scharfe Begrenzungen und den ausgesprochenen Habitus von Fremdlingen.

1. Sie sind mit der Grundmasse verschweißt und haben im allgemeinen verschwommene Umrisse.

2. Ihre Umrisse sind intakt, keine Grundmasse ist in sie eingedrungen.

H. P. T. Rohleder.

J. E. Richey: The Structural Relations of the Mourne Granites (Northern Ireland). (Quart. Journ. Geol. Soc. 83. 1928. 653—688.)

Das Mourne-Gebirge, südlich von Belfast gelegen und zur Grafschaft Down gehörig, erhebt sich unmittelbar vom Meeresspiegel der Irischen See und erreicht im Slieve Donard eine Höhe von fast 2800 Fuß. Topographisch hat es die Form einer Sanduhr mit einer Maximallänge von 13 Meilen, Maximalbreite des östlichen Teils von 6, des westlichen von 7 Meilen, während die mittlere Einschnürung einen Durchmesser von nur 1,5 Meilen aufweist. Morphologisch zeigt der östliche Teil hohe abgerundete Bergformen von über 2000 Fuß Höhe, der westliche ganz flache Formen mit einer Durchschnittshöhe von 1500 Fuß. Dieser Höhenunterschied liegt nach Verf. in der Tatsache begründet, daß die früheren östlichen Granitypen in ein höheres Niveau injiziert wurden als die später folgenden westlichen.

Verf. gibt sodann eine kurze Übersicht früherer Arbeiten im Mourne-Gebirge.

Nach Verf. sind vier Typen von Granit zu unterscheiden, die zwar im allgemeinen gleichen Mineralbestand zeigen (Biotit, Oligoklas oder Albit, Orthoklas zumeist mit Albitschnüren [Mikroperthit] und heller oder dunkler Quarz; hierzu kommen zahlreiche akzessorische Mineralien), auch gleiche chemische Zusammensetzung, sich jedoch strukturell voneinander unterscheiden und auch verschiedenen Alters sind. Alle Typen sind jedoch tertiär.

a) „Granite 1 und 1“ („Felspathic Variety“). Große Feldspateinsprenglinge überwiegen gegenüber Quarz, außer Biotit tritt Hornblende auf. Dieser Typ zeigt porphyrische oder nichtporphyrische Struktur.

b) „Granite 2“ („Quartzose Variety“), mit überwiegendem dunklen Quarz. Auch dieses Gestein tritt mit porphyrischer und nichtporphyrischer Struktur auf.

c) „Granite 3“ („Aplitic Variety“), von mehr oder minder feinem Korn, mit vorwiegend hellem Quarz, porphyrisch oder nichtporphyrisch.

d) „Granite 4“ („Pink Variety“). Die Rosafärbung der Feldspäte ist das Hauptcharakteristikum.

Die geographische Verteilung der einzelnen Typen wird eingehend behandelt, und es wird hierauf das Hauptgewicht der Arbeit gelegt. Dabei

ist zu bemerken, daß keineswegs überall die Grenzen zwischen den einzelnen Varietäten festzulegen sind.

Es folgen kurze Bemerkungen über das silurische Nebengestein (Llandovery), dessen petrographische Ausbildung sowie die durch die Granitintrusion hervorgerufenen Einwirkungen; petrographische Notizen über die verschiedenartigen im Granitmassiv und dessen Vorland auftretenden Ganggesteine (Quarzporphyre, Andesite, Basalte) sowie eine Liste der in Gesteinsdrusen gefundenen, z. T. seltenen Mineralien.

Abschließend gibt Verf. eine hypothetische Erklärung für Injektionsverband und -mechanismus. Der Injektionsverband ist — wo erkennbar — stets ein diskordanter. Das Einfallen des silurischen Nebengesteins ist außerordentlich einheitlich, sowohl was Winkel (40—60°) als auch was Richtung (SE) anbetrifft. Seiner Ansicht nach ist der Granit in bogenförmige präexistierende Bruchlinien eingedrungen („ring-fractures“), eine Erscheinung, die in Schottland vielfach zu beobachten ist.

Alte und zwei neue Analysen zeigen die einheitliche chemische Zusammensetzung innerhalb des Mourne-Gebirges an.

Große Ähnlichkeit besteht auch mit den granitischen Gesteinen von Carlingford (NE-Irland), Arran, Mull und Skye, wie Vergleichsanalysen zeigen.

H. P. T. Rohleder.

George Horace Plymen: A Preliminary Survey of the Geology of Sark. (Geol. Mag. 63. 1926. 255—263.)

Die Kanalinsel Sark, 7 Meilen östlich von Guernsey, in N—S Richtung über 3 Meilen lang und 1½ Meilen breit, ist morphologisch ein Tafelland mit einer Durchschnittshöhe von 300 Fuß. Das Profil von „Hog's back“ gibt, da vollkommen, den besten Überblick der Gesteinsfolge (von unten nach oben):

	Fuß
Glimmerschiefer	22
Glimmerschiefer (wechselnd mit Hornblendeschiefern)	52
Hornblendeschiefer (mit intrusiven Bändern von Diorit Gneis und selten Glimmerschiefer)	73
Hornblendeschiefer (in Wechsellagerung mit Diorit-Gneis)	31
Hornblendit Aplit-Serien (dünne Bänder)	36
Hornblendit Aplit-Serien (mit breitgebänderten Gneisintrusionen)	27
Hornblendit Aplit-Serien (dünne Bänder)	12
Hornblendit Aplit-Serien (mit zahlreichen Intrusionen von Diorit-Gneis)	52
Diorit-Gneis unbekannter Mächtigkeit.	

Der Dioritgneis ist ein Orthogneis und enthält in seinen unteren Partien pegmatitische und granitische Einlagerungen mit Bruchstücken des Gneises. Epidotbänder erscheinen in allen Horizonten, vornehmlich in den Hornblendegesteinen. Stellenweise zeigen die Hornblendegesteine ein aschenartiges Aussehen, ähnlich den andesitischen Aschen Jerseys.

Gebirgsdruck, der sich vornehmlich von NW nach SE geltend machte, hat die Insel zerbrochen, indem er im W, N, S und E der Insel die tiefsten

und härtesten Gesteine in höhere Lagen brachte. Der Hauptbruch verläuft von Port és Saies nach Creux Belet in NNE—SSW-Richtung.

Das genaue Alter der Verwerfungen ist unbekannt, doch waren die Gesteine Sarks allen gebirgsbildenden Vorgängen von präcambrischer Zeit bis heute unterworfen. Daher dürfte das Gros präcambrischen Alters sein; armorikanische Bewegungen folgten allem Anschein nach diesen Linien.

Sark ist von doleritischen Gängen geradezu gespickt, in Abständen von etwa 20 yards. Keine Richtung ist ausgesprochen bevorzugt, doch gibt es Maxima in E—W (bei Eperquerie) und N—S (Little Sark). Sie sind präcambrischen und permocarbonischen Alters. Ein 4 Fuß mächtiger Lamprophyrgang ähnelt den „Glimmer-Trap“-Gängen Jerseys,

Abschließend werden ökonomische Fragen behandelt. Der technische Wert der Sarkgesteine: frühere Silbergewinnung (1825), die Vorkommen von Amethyst (sog. „Sarkstein“) sowie Wasserversorgung. **H. P. T. Rohleder.**

A. W. Coysh: A Deposit of Shell-bearing Tufa near Lydney, Gloucestershire. (Geol. Mag. 63. 1926. 354—355.)

Der hellfarbige Kalktuff, der sich auf der östlichen Seite von Park Brook in Upper Old Park Wood 2 Meilen nordwestlich von Lydney findet, ist stark verwittert und teilweise von Moos bedeckt, ist durch fließendes Wasser, welches der Basis des Unteren Dolomites entstammt, abgesetzt und zeigt folgende Zusammensetzung: Ca C O₃ 92,3 %, Mg C O₃ 3,7 %, unlösliche Substanz 1,65 % und Spuren von Fe₂ O₃ und Al₂ O₃. Der Dolomit, dem der Kalktuff entstammt, enthält 39,1 % Mg C O₃ und 1,46 % unlösliche Substanz. Mehrere Bruchstücke von Hämatit wurden gefunden. Der unlösliche Rückstand erwies sich zumeist als feinkörniger Quarz, z. T. von den Kalken stammend, z. T. äolisich von dem benachbarten „Old Red Sandstone“ hertransportiert.

Folgende Landfauna wurde nachgewiesen:

<i>Vitrea crystallina</i> (MÜLL.)	1 Exemplar
<i>Polita cellaria</i> (MÜLL.)	3 Exemplare
<i>Polita nitidula</i> (DRAP.)	2 „
<i>Polita radiatula</i> (ALD.)	1 Exemplar
<i>Goniodiscus rotundatus</i> (MÜLL.)	sehr häufig
<i>Helicigona lapicida</i> (LINN.)	1 Exemplar
<i>Arianta arbustorum</i> (LINN.)	2 Exemplare
<i>Helix nemoralis</i> (LINN.)	3 „
<i>Helix hortensis</i> (MÜLL.)	1 Exemplar
<i>Carychium minimum</i> (MÜLL.)	häufig
<i>Cochlicopa lubrica</i> (MÜLL.)	3 Exemplare
<i>Clausilia laminata</i> (MONT.)	1 Exemplar
<i>Vertigo pusilla</i> (MÜLL.)	1 „

Es ist schwierig, das Alter der Tuffablagerung genau zu bestimmen, da alle gefundenen Spezies eine lange Lebensdauer besitzen. Sie weisen auf feuchte Lebensbedingungen hin und sind sicher holocänen Alters.

H. P. T. Rohleder.

Herbert P. T. Rohleder: Is Carnmoney Hill a volcanic Neck? (The Irish Naturalists' Journal. 1. 1926.)

Carnmoney Hill ist ein 760 Fuß hoher isolierter Bergkegel nördlich von Belfast, unweit vom Ufer des gleichnamigen Loughs. Verf. wendet sich gegen die noch heute in Nordirland herrschende „legendenhafte“ Auffassung, daß es sich in diesem isolierten Hügel um ein „Neck“ handelt, d. h. eine durch Denudation und Erosion freigelegte Schlotausfüllung. Basieren tut diese Auffassung (Geological Survey Memoir, GEIKIE, Ancient volcanoes, DU NOYER) auf der Tatsache, daß sich südlich des Hügels ein Aufschluß grobkörnigen Basaltes findet, der fast horizontale grobe Säulenabsonderung zeigt, von denen man bei der vertikalen Lage der Aufschlußwände natürlich nur die mehr oder weniger regelmäßigen Querschnitte zu sehen bekommt. Außerdem soll der Basalt die liegenden Sedimente, Keuper und Kreide, durchsetzen und sollen Lockerprodukte, Aschen und Tuffe gefunden worden sein. Verf. fand an zwei Stellen den Kontakt zwischen Kreide und Basalt deutlich erschlossen. Dasselbst überlagert der Basalt die Kreide und folgt den Oberflächenformen wie überall im nordirischen Basaltgebiet. Die horizontal geschichtete liegende Kreide ist ungestört und Kontaktwirkungen fehlen. Lockerprodukte, die man normalerweise zu Beginn der vulkanischen Tätigkeit erwarten sollte, fehlen ebenfalls, wie solche überhaupt nirgends um Carnmoney Hill vom Verf. gefunden wurden. An 12 Stellen wurden an den Flanken Carnmoney Hills Basaltproben im Anstehenden und u. d. M. untersucht, die sich ausnahmslos als dichte Deckenbasalte, typische Ergußgesteine erwiesen. Schließlich wurde an den zwölf Aufschlüssen die Gesteinskluftung gemessen, die überall miteinander übereinstimmte und somit auf normale gleichmäßig sich vollziehende Abkühlung hindeutet.

Selbst wenn man das gröbere Gestein südlich des Hügels als Schlot ansieht, was keineswegs zwingend ist, so hat doch der Hügel selbst, der sich an anderer Stelle befindet und restlos aus dichtem Basalt besteht, gar nichts damit zu tun. Somit fällt die Deutung als „Neck“, d. h. durch Denudation in Bergform herausgewitterte Schlotausfüllung, in sich zusammen. Carnmoney Hill ist lediglich eine zeugenbergartig herausgewitterte Randpartie der nordirischen Basalttafel, welche letztere — wenn überhaupt Zentraleruptionen stattfanden — in überwiegendem Maße Spalteruptionen ihr Dasein verdankt.

Referat des Verfassers.

Coles Phillips: Note on a Riebeckite-Bearing Rock from the Shetlands. (Geol. Mag. 63. 1926. 72—77.)

Verf. beschreibt einleitend kurz die geologischen Verhältnisse der Shetland-Inseln. — Der Vulkanismus zergliedert sich in:

1. Vulkanische Phase: Tuffe, Laven von Eshaness.
2. Hauptintrusivphase: Ältere basische Intrusiva, Gabbros, saure Hauptintrusiva, Granite und ähnliche Gesteine.
3. Phase geringfügiger Intrusiva: Satellitgänge, Granophyre, jüngere basische Gesteine.

Die behandelten Granophyre, die Riebeckit führen, erscheinen als Gänge, welche die sauren Gesteine der Hauptintrusivphase durchsetzen. Sie finden sich hauptsächlich an der südöstlichen und östlichen Flanke von Ronas Hill. Die saure Phase in diesem nördlichsten Massiv unterscheidet sich von den normaleren Graniten der südlichen Gebiete durch stärkeres Zurücktretten der dunklen Mineralien. Die rötlichen Handstücke erinnern an die Nordmarkite. Im Schriff zeigt sich eine grobkörnige Verwachsung von Quarz und kaolinisiertem Feldspat, Mikroklin und geringe Mengen eines sauren Plagioklas, überwiegend ein Perthit, primärer Magnetit, sekundärer Limonit.

Viele der Ganggesteine dieses Gebietes sind Apophysen des Granites und ähneln diesem, sind jedoch feinkörniger und etwas saurer.

Die riebeckitführenden Gänge durchsetzen den Granit, sind im Handstück blaugrau bis braun mit rosa Feldspateinsprenglingen (Orthoklas), kleine Quarz- und gelegentlich dunkle Einsprenglinge, welche letztere sich u. d. M. als Pseudomorphosen nach Amphibol erweisen. Die Außenpartien der Pseudomorphosen bestehen aus einem Ring von körnigem, hellgrünem, fast non-pleochroitischem Epidot. Im Innern erscheinen gut begrenzte Kristalle von Epidot, sowie Aggregate stark pleochroitischen Riebeckits in einer Matrix von klarem Albit. Die Außenzone des körnigen Epidots enthält vielfach staubförmiges Eisenerz.

Die Grundmasse des Gesteins besteht aus granophyrisch verwachsenem Quarz, Albit sowie Riebeckit. Der Riebeckit erscheint in kleinen nadelförmigen Kristallen; Eisenerz ist nur in ganz geringen Mengen vorhanden.

Die chemischen Analysen ergaben:

Si O ₂	74,79	74,57	73,82	73,93
Al ₂ O ₃	10,93	13,39	10,59	12,29
Fe ₂ O ₃	2,26	1,46	2,18	2,91
Fe O	1,64	0,32	2,98	1,55
Mg O	0,04	0,08	0,04	0,04
Ca O	0,53	0,24	0,28	0,31
Na ₂ O	4,25	4,72	4,20	4,66
K ₂ O	4,79	4,72	4,57	4,63
H ₂ O +	0,19	0,35	0,49	0,41
H ₂ O —	0,27	0,14	0,39	—
Ti O ₂	0,36	0,20	0,13	0,18
Mn O	n. b.	n. b.	P ₂ O ₅ 0,08	—
	100,05	(99,99)	99,75	100,91
		100,19		

Die annähernde Verteilung im Gestein ist:

Quarz	32,0	Orthoklas	28,5
Albit	28,0	Riebeckit	8,5
Epidot	1,0	Eisenerz	0,6
Wasser	0,3	zusammen	98,9

Die Ähnlichkeit der chemischen Zusammensetzung der riebeckitführenden Gesteine und des Granites weist auf gleiches Magma hin. Außerdem ist die granophyrische Struktur in der Grundmasse derjenigen in den Riebeckitlosen, scheinbar als Apophysen des Granites zu erklärenden Ganggesteinen, sehr ähnlich. Sonach bezieht Verf. die Riebeckitgesteine in den granitischen Zyklus ein. Allem Anschein nach bilden sie den Abschluß des letzteren. Er hält sie für devonischen Alters.

Der mikroskopische Befund zeigt, daß die femischen Bestandteile Pseudomorphosen nach Amphibol darstellen. Das reichliche Vorhandensein von Epidot zeigt, daß der ursprüngliche Amphibol kalkhaltig war. Da die Pseudomorphosen jetzt aus Epidot, Riebeckit, Albit und Eisenerz bestehen, hat eine Wasseraufnahme sowie Zufuhr von Natrium stattgefunden, d. h. kalkreicher Amphibol + alkalische Lösungen = Epidot + Riebeckit + Albit + Eisenerz.

Die aus Riebeckit, Albit und Quarz bestehende Grundmasse, welche die Letztauscheidung des Magmas darstellt, deutet auf Zunahme der Alkalien hin und ist damit zu erklären, daß die Zuführung von Alkalien und Wasser spätmagmatischen, hydrothermalen Lösungen entstammte.

Abschließend nimmt Verf. Bezug auf die von LAITAKARI als „Helsinkite“ beschriebenen Albit-Epidotgesteine Südfinnlands und auf mögliche Zusammenhänge mit der devonischen Alkaliprovinz von Kristiania.

H. P. T. Rohleder.

Frederick Walker: The Teschenite Sill of Charlestown, Fife. (Geol. Mag. 63. 1926. 343—347.)

Das Teschenitvorkommen befindet sich zwischen Dunfermline und Charlestown, bei Edinburgh, und ist als Lagergang in die unterste Partie der carbonischen Kalke intrudiert. Die größte Länge beträgt $3\frac{1}{2}$ Meilen und die Maximalbreite $1\frac{1}{2}$ Meilen. Die Aufschlußverhältnisse sind im allgemeinen ungünstige, doch wird das Gestein in mehreren Brüchen gewonnen.

Zwei verschiedene Differentiationsprodukte treten auf:

1. Eine Serie parallel verlaufender, hellgrauer Adern, 1 Inch bis 1 Fuß mächtig und horizontal gelagert.
2. Eine Anzahl von rosagefärbten Flecken, die unregelmäßig im dunklen Gestein verteilt liegen.

Beide Typen gehen in das Normalgestein über und sind daher zweifellos gleichalterig.

Der Lagergang zeigt einige Störungen in Form von Verwerfungen. Makroskopisch zeigt das Normalgestein mittlere Korngröße, dichter am Rand, gröber nach der Mitte des Lagerganges zu, grünschwarze Färbung mit gelegentlichen weißen Flecken von Zeolithen. Mikroskopisch erweist sich das Gestein als typischer frischer Augit-Teschenit, ähnlich denen Midlothians und Fifes. Der Mineralbestand ist: blaßvioletter Pyroxen, dunkelgrüne Pseudomorphosen von Serpentin nach Olivin, Plagioklas (Labradorit in der Mitte, Oligoklas am Rande, häufig umgeben von Albit oder Natron-Orthoklas), Analcim, Natrolith, akzessorisch Apatitnadeln, Ilmenit, Biotit.

Das rosagefärbte Differentiationsprodukt enthält große Kristalle von Alkali-Feldspat, vielfach in ein braunes Zersetzungsprodukt umgewandelt. Ophitischer grüner Pyroxen (Ägirin), Flecken von Quarz, Chalcedon, Calcit und einige Kristalle von Ilmenit, z. T. in Leukoxen umgewandelt. Der Erhaltungszustand des Gesteins ist unfrisch.

Die grünen Adern sind viel frischer, von mittlerem Korn, die femischen Mineralien sich deutlich vom weißen, aus Feldspat bestehenden Hintergrunde abhebend. U. d. M. zeigen sich große Alkali-Feldspatkristalle, untergeordnet Plagioklas. Hellvioletter Titan-Augit, hellgrüner Ägirin-Augit, Serpentin-pseudomorphosen nach Olivin und kleine korrodierte Fetzen von Ägirin und blauem Amphibol. Zeolithe: Analcim, Thomsonit, Natrolith. Akzessorisch: Apatit, titanhaltiger Magnetit. Nephelin wurde in keinem Falle festgestellt.

Nach BALSILLIE ist der Feldspat ein Orthoklas mit bedeutendem Natrongehalt; auch Albit tritt mitunter auf. Der Amphibol gehört der Riebeckit-Hastingsit- Arfvedsonit Reihe an.

Verf. diskutiert die Altersverhältnisse sowie Zusammenhänge mit anderen ähnlichen Gesteinen Schottlands. Er hält den Teschenit für untercarbonischen Alters, wie überhaupt die meisten analcimführenden Gesteine Ostschottlands.

Chemische Analysen ergaben:

	A.	B.
Si O ₂	55,27	56,44
Ti O ₂	0,80	1,16
Al ₂ O ₃	17,86	15,54
Fe ₂ O ₃	1,95	3,27
Fe O	4,91	3,67
Mn O	Spur	—
Mg O	2,34	1,73
Ca O	4,08	4,16
Na ₂ O.	5,24	5,81
K ₂ O	3,39	4,27
H ₂ O ¹	0,80	0,44
H ₂ O ¹	3,15	2,06
C O ₂	—	0,97
P ₂ O ₅	0,27	0,83
S	0,06	—
	<hr/>	<hr/>
	100,12	100,35

A. = Graue Ader, Merryhill-Steinbruch, Charlestown, Fife.

B. = Analcim-Syenit, Howford-Brücke, Manchnline.

H. P. T. Rohleder:

Ostalpen.

E; Clar: Ein Beitrag zur Geologie der Schobergruppe bei Lienz in Tirol. (Mitt. naturw. Ver. f. Steiermark. 63. 1927. 72—90. Mit Karte u. Profiltaf.)

¹ Nicht angegeben, was H₂ O + und H₂ O —.

E. Clar: Ein interessantes Profil aus den südlichen Vorlagen der Schobergruppe. (Verh. Geol. Bundesanst. 1927. 229—231.)

Vorwiegend wird das Gebiet aufgebaut von einer Schiefergneisserie: vorwiegend Zweiglimmergneise, z. T. mit Granat, Stauroolith, Disthen; Mikroklinführung wird als Ergebnis von Injektion aufgefaßt. In einzelnen Typen granophyrische Verwachsungen von Oligoklas und Quarz, bei gänzlicher Abwesenheit von Orthoklas. Gelegentliche postkristalline Durchbewegung führt zu Diaphthorese. Eingelagert findet sich Mikroklingneis (z. T. Augengneis) von wechselnder Beschaffenheit: mit Zunahme des Mikroklingehalts verschwindet Biotit zugunsten von Muscovit. Übergänge in normale Schiefergneise sollen die Auffassung als Orthogneis verbieten [dieser Schluß erscheint nicht zwingend. Ref.]; es wird Umwandlung durch Zufuhr alkalihaltiger Lösungen angenommen. Geologisch ist das Gestein eng verknüpft mit den *Eklögiten*: im wenigst veränderten Typus Omphacit, Karinthin (TSCHERMAK non WEINSCHENK!), Granat, Zoisit, Rutil, wenig Quarz; meist jedoch ist der Karinthin in blaugrüne Hornblende (kompakt oder diablastisches Gewebe mit Plagioklas) übergegangen; auch der Omphacit verwandelt sich in solche, direkt mit oder ohne Erhaltung der Form, oder auf dem Umweg über diablastisches Gewebe; der Granat erhält Ränder von blauer Hornblende und Magnetitkränze. Granatamphibolite sind wohl als Endprodukt zu betrachten. Weiter finden sich *Kelyphitamphibolite* (gleichfalls Eklogitabkömmlinge?): Granaten mit radialgestellten Hornblendekränzen, mit Klinozoisit und Feldspat, darum ein Magnetitsaum und eine Außenzone von Plagioklas; darum diablastisches Grundgewebe von Hornblende und Plagioklas; Biotit nur als Einschluß im Granat! Letzterer wandelt sich um in Epidot, Chlorit und etwas Hornblende; aus dem Grundgewebe Sammelkristallisation von Hornblende. Außerdem gewöhnliche Amphibolite; Hornblendeschiefer mit Albitporphyroblasten; granatreiche Plagioklasgneise (mit Hornblende oder Biotit); Aplite, Pegmatite, Kalksilikatgesteine.

Die Eklogitamphibolite bilden eine mächtige, die beiden Priaktgipfel umfassende Zone, mit einer komplizierten Schuppenzone an der Basis, in welcher die meisten Gleitflächen durch Kristalloblastese verschleiert, einzelne jüngere aber durch Diaphthorese kenntlich sind. Reihenfolge der Vorgänge: 1. Kristallisation der Eklogite etc. in der tiefsten Stufe (nach vorausgegangener Durchbewegung?); 2. Gebirgsbildung: Schuppenbau, Durchbewegung mit Diaphthorese der Eklogite von der tiefsten zur 2. Stufe, allgemeine überdauernde Kristallisation der 2. Stufe; Feldspatisierung der Plagioklas- und Mikroklingneise; 3. Wiederaufleben der alten Tektonik, Diaphthorese.

[NB. Man sollte besser nicht von 1., 2., 3. Tiefenstufe sprechen — das läßt Unsicherheit über den Ausgangspunkt der Numerierung entstehen. Will man die GRUBENMANN'schen Kunstwörter Epi-, Meso-, Katazone vermeiden, so bleibe man bei oberster, mittlerer, tiefster Stufe; das ist unzweideutig. Ref.]

In der zweiten Arbeit berichtet Verf. kurz über das Auftreten gleichartiger Gesteine im Süden der Gruppe (Debanttal). Auffällig ist dort eine

Einschaltung von Albit-Hornblende-Epidotschiefern (Prasinitfazies!), verbunden mit graphitischem Zweiglimmerschiefer; Verf. denkt hier an tektonische Einschuppung. **Cornellius.**

H. Böcher: Zur Geologie des Hochreichart und des Zinken in den Seckauer Tauern. (Mitt. naturw. Ver. f. Steiermark. 63. 1927. 136—149. Mit Karte u. Profilen.)

Der „Reichartgneis“ ist ein Biotitorthogneis mit verglimmerten Feldspäten und starker Kataklyse. Am Seckauer Zinken steckt darin ein intrusiver Zweiglimmergranit (granatführend; Plagioklas stark sericitisiert) mit untergeordnetem Diorit (ist der daraus angegebene Epidot primärer Gemengteil?). — Eingeschaltete Sedimente (Paragneise, Quarzlagenphyllite, Sericitquarzite, turmalinführender Glimmerquarzit etc.) sollen der mittleren Tiefenstufe angehören und vor der Kristalloblastese in den Granit und Gneis einbezogen sein; doch ist die Beschreibung zu unvollständig, um ein Urteil über die Verhältnisse zuzulassen.

Im Gegensatz dazu gehört eine transgressive Serie sedimentogener Entstehung der obersten Tiefenstufe an: sie beginnt mit dem Rannachkonglomerat (Transgressionskonglomerat, nachträglich tektonisch umgeformt); dieses geht lückenlos über in die hangenden Phyllite, Sericitquarzite, Arkosen. Auch Marmoreinlagerungen finden sich; darin ebenfalls Quarzgerölle. Der Phyllit ist teils frei von Quarzeinlagerungen und dann nur selten gefältelt, dagegen stets sehr stark, wenn Quarzknödel auftreten [sollte sich das genetisch nicht gerade umgekehrt verhalten: die Quarzknödel Ergebnis eines durch die Fältelung geförderten Entmischungsvorganges sein? Ref.]. Tektonische Beanspruchung überdauert die Kristallisation.

Analysen des Reichartgneises (I. typischer Augengneis, II. und III. höhere, schwächer durchbewegte Lagen):

	I.	II.	III.
Si O ₂	66,63	72,65	71,97
Ti O ₂	0,57	0,38	0,36
Al ₂ O ₃	14,54	12,34	14,54
Fe ₂ O ₃	1,83	3,61	0,30
Fe O	2,35	1,30	1,92
Mg O	2,76	1,01	0,75
Ca O	2,75	0,75	1,51
Na ₂ O	3,58	4,24	3,62
K ₂ O	2,69	3,51	2,92
H ₂ O	1,08	1,12	2,15
P ₂ O ₅	0,55	Spur	Spur
C O ₂	0,92		—
Spur	100,25	100,76	100,04

Granit und Orthogneis wechseln vielfach in dünnen „Gleitbrettern“. [Ist das nicht vielmehr ein nachträglich tektonisch umgestalteter Intrusivverband? Ref.]

Das auf der Karte verzeichnete Untermiocänvorkommen am Seckauer Zinken ist zu streichen; es steht, wie WINKLER seither nachwies, nicht an.

[Die Arbeit ist in manchem Punkt zu kurz gehalten, um ein Bild der tatsächlichen Verhältnisse zu geben. Sehr unangenehm fallen verschiedene sprachliche Verstöße auf: „Erz trifft sich selten“ (p. 140); Turmaline zeigen „das im Wachstum begriffene Stadium“ (p. 146) u. a. Ref.] **Cornelius.**

A. Thurner: Geologie der Berge um Innerkrems bei Gmünd in Kärnten. (Mitt. naturwiss. Ver. f. Steiermark. 63. 1927. 26—44. Mit Karte 1:25 000 u. Profiltaf.)

Das kristalline Grundgebirge besteht aus 1. einer Orthogneisserie: Mikroklinaugengneise vorwiegend mit Muscovit und deren kataklastische Umformungsprodukte; 2. einer sehr wechselvollen Paragneisserie: biotitreiche Gesteine meist mit Feldspat und Granat und deren Diaphthorite; 3. einer Helliglimmerschieferserie, z. T. mit Gehalt an Staurolith, Chloritoid, Feldspat. [Leider ist in der Beschreibung manches konfus und unverständlich: z. B. werden (p. 28) unter dem Titel „Granitgneismylonit“ Gesteine beschrieben, die dieser Bezeichnung nicht entsprechen, die Verf. dann selbst „glimmerarme Randfazies“ nennt und deren Übergang in reinen Quarzit er hervorhebt. Die Analyse eines Meroxengneises (p. 29) soll dessen Paragneisnatur beweisen; sie scheint dem Ref. aber gar nicht besonders charakteristisch, insbesondere ist der Tonerdeüberschuß nicht bedeutend. — Was sind „biotitisch verschmierte Plagioklase“? (p. 29). — Nicht jeder größere Feldspat ist ein „Porphyroblast“ (p. 27). — Muß man dem Verf. auch zugute halten, daß der beschränkte Raum ihm die Möglichkeit nahm, in mancher Hinsicht alles Nötige zu sagen, so gilt das nicht für die 3 mitgeteilten Analysen: hier fehlt überall die Bestimmung von P_2O_5 und MnO , z. T. sogar von TiO_2 und FeO ! Ref.]

Über dem Kristallin folgt eine Sedimentserie in 3 Stockwerken: 1. „Bänderserie“, bestehend aus erzführendem Dolomit, Bänderkalk und -dolomit, „Kalkphylliten“, welche denen von Murau gleichen und als paläozoisch betrachtet werden (im Gegensatz zu HOLDHAUS, Mitt. Geol. Ges. Wien. 1922. 85, der darin Trias erblickte); geringmächtige Rauhwacke soll tektonischer Entstehung sein; 2. „Pittlerdolomit“, vielleicht triadisch? aber durch Schubspäne von Myloniten getrennt vom hangenden fossilführenden Rhät; 3. Sandsteine und Konglomerate des Stangalpencarbons.

Die Bänderserie (1) liegt im allgemeinen — nicht durchwegs! — konkordant auf dem O—W streichenden Grundgebirge; (2) ist tektonisch aufgeschoben, wobei (1) gewaltig verquetscht wird. (3) ist wieder auf (2) aufgeschoben; gegen N keilt (2) aus, so daß (3) direkt auf (1) liegt; seltsamerweise fehlt dort die Verquetschung. Die Aufschiebung von (2) soll von O nach W erfolgt sein, während sich über die Bewegungsrichtung von (3) Verf. sein Urteil vorbehält. [Dazu muß bemerkt werden, daß die beiden Komplexe sich doch wohl nicht unabhängig voneinander bewegt haben und daß der O—W-Schub von (2) in keiner Weise zwingend bewiesen ist. Daß die Schichten von (2) N—S streichen, besagt gar nichts — bei noch dazu bloß

flachem Ostfallen; es müßten irgendwelche durch die Bewegung erzeugte Strukturen — z. B. N—S streichende Falten! — nachgewiesen werden. Statt dessen wird (p. 38) ausdrücklich „Abschub der Schichten von S gegen N“ erwähnt! Ref.] Die Bewegungen sollen nur kurz sein; STAUB's „steirische Decke“ bedarf einer Einschränkung. [Das wird wohl stimmen; aber ruhige Lagerung des Carbons und Fehlen von Metamorphose beweisen für sich allein noch gar nichts gegen einen Fernschub; man vergleiche den Glarner Verrukano bezw. die N-Schweizer Klippen! Ref.]

[Den Hauptwert der Arbeit dürfte die — anscheinend sorgfältig aufgenommene — Karte ausmachen. Im übrigen ist über das Gebiet noch kaum das letzte Wort gesprochen. — Unangenehm fallen auch in dieser Arbeit zahlreiche sprachliche Mängel auf; ein Beispiel für viele: „daß durch die paläozoische Bänderreihe und durch die triadische N—S streichende Serie STAUB's steirische Decke einer Einschränkung bedarf“ (p. 44). Ref.] **Cornellus.**

R. Purkert: Geologie des Culms bei Weiz. (Mitt. naturw. Ver. f. Steiermark. 63. 1927. 45—71. Mit Karte 1: 25 000 und Profilen.)

Der Culm (am Alpenrand NO von Graz) besteht ganz aus mannigfaltigen kristallinen Gesteinen: Granodiorite, zugehörige Aplite und Pegmatite; Mikroklingranitgneise, z. T. granatführend, durch Hornblende-Mikroklingranitgneise übergehend zu Quarzdioritgneisen; Turmalinpegmatit- und -aplitgneise; alle kataklastisch geschiefert ohne posttektonische Kristallisation [solche mylonitisierte Massengesteine sollte man lieber nicht als „Gneise“ bezeichnen. Ref.]; Feldspate stets umgewandelt unter Neubildung von Sericit, Zoisit, Disthen [dieser vom Verf. selbst mit ? bezeichnet; leider wird keine optische Diagnose gegeben. Ref.] — Granitische Augengneise mit bis 5 cm großen Mikroklin-Mikroperthitaugen, die indessen als Neubildung betrachtet werden [warum? Ref.]; auch sie mit nachträglicher starker Kataklyse. — Gabbrogesteine mit zoisitisiertem Plagioklas und (z. T. uralitisiertem) Diallag; schwach kataklastisch, aber übergehend in Amphibolite. — Orthoamphibolite: Hornblende, Oligoklas-Albitoligoklas mit Zoisiteinschlüssen [d. h. rückschreitend umgewandelter basischer Plagioklas! Ref.], vielfach Quarz, Granat; auch „Hornblendefelse“ mit regellos angeordneten Gemengteilen (Hornblende z. T. weit vorherrschend); in einem Schlift auffallenderweise etwas Disthen. Paragneise; Plagioklas-Zweiglimmergneise z. T. reich an Granat, der durch Diaphthorose in Chlorit übergeht. — Hornblendeschiefergneise: Hornblende, Oligoklas, Quarz, Muscovit, Chlorit; event. Granat, Zoisit; sehr wechselvoll, teils deutlich geschiefert, teils makroskopisch quarzitähnlich. Eng verbunden mit ihnen Paraamphibolite (wesentlich Zoisitamphibolite). Diopsidzoisit-schiefer mit Granat, Albitoligoklas, Quarz bildet eine Lage im Paraamphibolit. — Hellglimmerschiefer, Granatglimmerschiefer, Quarzite (z. T. mit „abgerollten“ Granaten, Relikte oder tektonisch?). — Marmore mit Diopsid, Granat etc.; eng mit den Schiefergneisen verknüpft. Auch die Paragesteine fast allgemein stark postkristallin umgeformt.

Die Schiefergesteine haben eine 1. Durchbewegung mit nachfolgender Kristallisation („Gleinalpenkristallisation“) der mittleren Tiefenstufe erlitten,

darauf 2. Durchbewegung und rückschreitende Metamorphose, im Zusammenhang mit Entstehung von Gleitbrettertektonik und Linsenbau; die Eruptivgesteine wurden nur von dieser 2. Phase betroffen. **Cornellus.**

A. Kuntschnig: Das Bergland von Weiz. (Mitt. naturw. Ver. f. Steiermark. 63. 1927. 91—110. Mit Karte 1:25 000.)

Das Gebiet, westlich von dem in der zuvor besprochenen Arbeit behandelten, besteht zum kleineren Teil aus teilweise gleichartigen kristallinen Gesteinen: Granodiorite, Granitgneise, häufige Pegmatite, alle stark kataklatisch; Zoisit- und Plagioklasamphibolite hier selten; Marmore mit Kalksilikatfelsen (entweder Zoisit + Hornblende oder Granat charakteristisch); Pegmatitkontakt an ihnen ohne nachweisbaren Einfluß, doch wird Turmalin unter den Silikaten erwähnt. — Schiefergneise, zweiglimmerig, z. T. mit Granat, Staurolith, Disthen, Sillimanit [leider fehlen Angaben über das Verhältnis dieser beiden Mineralien zueinander. Ref.]; gewöhnlich aplitisch injiziert; postkristalline Durchbewegung und Diaphthorose sehr verbreitet. — Quarzite, teils mit Granat und häufig Feldspäten (pegmatitisch injiziert), teils mit Epidot, Klinozoisit, Sericit. — Analysen:

	Schiefergneis	Pegmatitisch injizierter Paragneis	Aplitisch injizierter Glimmerquarzit
Si O ₂	59,52	65,25	76,14
Ti O ₂	1,02	0,62	0,57
Al ₂ O ₃	17,04	17,94	10,22
Fe ₂ O ₃	2,01	1,64	1,19
Fe O	5,64	4,17	2,14
Mg O	2,72	1,59	0,77
Ca O	2,25	1,17	1,22
Na ₂ O	3,55	2,59	3,56
K ₂ O	3,91	3,96	2,42
P ₂ O ₅	0,18	—	0,05
H ₂ O — } 110°	0,10	0,06	0,27
H ₂ O + }	2,04	1,28	1,73
	99,88	100,22	100,59

Zwei Durchbewegungs- und Kristallisationsphasen werden unterschieden wie in der Arbeit von PURKERT (s. oben); lokal soll noch eine postdiaphthoritische Katakklase nachzuweisen sein.

In tektonischer Hinsicht werden im Kristallin drei Schubmassen unterschieden; doch sind die Kontakte fast nicht zu sehen.

Diskordant darüber liegt das Paläozoicum, das den größten Teil des Gebietes aufbaut: Grenzschiefer, Schöckelkalk, obere Schiefer (Chloritoid-schiefer, dunkle Phyllite, Kalkphyllite); der Schöckelkalk wird im Sinne SCHWINNER's (Das Bergland nordöstlich von Graz; Sitz.-Ber. Akad. d. Wiss. Wien 1925) als Oberes Unterdevon, die Schiefer jedoch im Gegensatz zu SCHWINNER als der paläozoischen Serie zugehörig betrachtet. Weiter Kalk-

schiefer, Sandstein-Dolomitstufe. — Das Paläozoicum liegt tektonisch aufgeschoben auf dem Kristallin und ist selbst durch eine Abscherungsfläche in zwei Stockwerke geteilt.

Den S des Gebiets nehmen tertiäre Ablagerungen ein: untermiocäner Süßwasserkalk lokal, weit verbreitet sarmatische Tegel und kohlenführende pontische Schichten, auch Sinnersdorfer Konglomerat.

Die Karte gibt eine klare Übersicht über die Verbreitung der einzelnen Bildungen.

Cornelius.

Afrika.

A. Lacroix: Les caractères chimico-minéralogiques des roches intrusives et volcaniques tertiaires de l'Afrique du Nord. (Compt. rend. 185. 1927. 573—576.)

Chemische Analyse und mikroskopische Untersuchung zahlreicher nordafrikanischer Eruptivgesteine lehren, daß sie zur Kalkalkalreihe gehören. Die meisten von ihnen enthalten Kali und Natron in gleichen Mengen, viel weniger zahlreich sind die Typen, bei denen das Kali oder öfter noch das Natron die andere Komponente erheblich überwiegt.

Hervorzuheben ist, daß die basischsten Glieder der Reihe keine echten Basalte sind, sondern aus Basaniten, die häufiger Analcim als Nephelin führen, bestehen.

Kolbe.

L. Duparc et F. R. Sulzer: Sur les mélaphyres de la chaîne du Grand Atlas (Maroc). (C. R. Soc. Phys. et Hist. nat. Genève. 42. 1925. 103—105.)

An der Nordabdachung des Atlas treten zwischen Demnat und Sidi-Réhal im Perm ausgedehnte Melaphyrstücke und -Decken auf. Von drei verschiedenen Fundorten wurden Gesteinsproben analysiert und mikroskopisch untersucht.

	1.	2.	3.
Si O ₂	50,68	53,71	53,44
Ti O ₂	1,07	1,27	1,59
Al ₂ O ₃	15,52	13,85	15,02
Fe ₂ O ₃	2,44	3,49	4,69
Fe O	7,26	7,25	5,45
Mn O	—	—	—
Ca O	10,28	10,37	9,75
Mg O	8,50	6,46	7,18
K ₂ O	0,58	0,90	1,35
Na ₂ O	2,38	2,47	2,46
H ₂ O	2,12	0,49	1,07
	100,83	100,26	102,00

1. Grünlicher, feinkörniger Melaphyr von Demnat, bestehend aus Diallag, Labrador und glasiger Grundmasse mit vereinzelt Plagioklasmikrolithen. Struktur ophitisch.

2. Zwischen Sidi-Réhal und Zerekten, erster Ausbiß. Schwarzes, fast dichtes Gestein, dieselbe Mineralassoziation wie unter 1., Intersertalstruktur.
3. Ibid., zweiter Ausbiß. Grünliches, feinkörniges Gestein, ebenfalls dieselbe Mineralassoziation wie unter 1., Intersertalstruktur.

Die in der Arbeit angegebenen Summenwerte der Analysen stimmen nicht.

M. Reinhard.

M. E. Denayer und **J. Bourcart**: Sur la composition chimique des laves de l'Ahaggar, Sahara central (Mission JACQUES BOURCART, 1922—1923). (Compt. rend. 185. 1927. 1492—1494.)

Die Verf. bringen Analysen vulkanischer Gesteine des Zentralmassivs der Sahara in der Umgebung Ahaggars.

Untersucht wurden Phonolithe, Quarztrachyte, Labradorbasanite und Labradorbasalte. Aus den Analysen ergibt sich ein gemeinsamer Ursprung der Hochebenen- und Tälerbasalte, sowie ihre Verwandtschaft mit anderen vulkanischen Gebieten der Sahara.

Kolbe.

A. Lauroix und **F. Delhaye**: Sur l'existence de syénites néphéliniques dans la région de Rutshuru (Graben central africain). (Compt. rend. 185. 1927. 589—593.)

Auf einer Forschungsreise durch Zentralafrika fand einer der Verf. ein Nephelinsyenitmassiv, das das einzige bisher bekannte dieses weiten Gebietes darstellt. Von den Syeniten, die zum größten Teil fast ganz aus hellen Mineralien bestehen und nur stellenweise Biotitblättchen und Magnetitkörner enthalten, werden fünf ausführlich beschriebene und durch Analyse belegte Varietäten unterschieden. Verf. spricht die allerdings noch durch weitere Untersuchungen zu stützende Vermutung aus, daß in den einzelnen Varietäten Übergänge eines Eruptivgesteins in kristallinen Schiefer angedeutet seien.

Als interessant hebt Verf. weiterhin hervor, daß diese alten Eruptivgesteine mit vorwiegendem Natrongehalt am Rande der großen Senke von Kivu liegen, wo teilweise noch tätige Vulkane Laven geliefert haben bzw. noch liefern, die gleichzeitig Nephelin und Leucit führen.

Kolbe.

J. Bourcart und **M. E. Denayer**: Sur les caractères lithologiques des roches intrusives du Massif Central saharien (Mission JACQUES BOURCART, 1922—1923). (Compt. rend. 186. 1928. 155—157.)

Die Verf. beschreiben eine Reihe von Eruptivgesteinen, die im Tertiär das alte kristallinschieferige Massiv der Zentral-Sahara durchsetzt haben. Sie unterscheiden auf Grund chemischer Analyse und optischer Untersuchung: mehrere Varietäten von Graniten, ferner Alkalisyenit mit Hudsonit und

Diorit mit Hypersthen. Die granitischen Gesteine bestehen im allgemeinen aus Quarz, Orthoklas, Plagioklas und sind arm an Eisen-Magnesium-Verbindungen, von denen am relativ häufigsten auftreten Biotit und grüner Amphibol.

Die Granite im engeren Sinne (Mikroklin oder Orthoklas > Plagioklas) machen den größten Teil der granitischen Gesteine aus. Die monzonitischen und Alkalivarietäten bilden Monzonitgranite, Granodiorite, Akeritgranite und Quarzdiorite. Die Struktur ist meist körnig, mitunter auch porphyrisch. Wenn die Menge der freien Kieselsäure abnimmt, gehen diese Gesteine über in Kalkalkalisyenite, Diorite und mitunter auch in Gabbro. An einer großen Anzahl von Belegstücken beobachteten die Verf. Anzeichen einer Mylonitisierung, die mitunter begleitet war von beginnender Rekristallisation und Gneisifizierung.

Kolbe.

W. Campbell Smith: A description of the Peridotites and associated Rocks from St. John's Island, in the Red Sea. (Egypt. Min. finance. Cairo 1923. 36 p.)

L. Mracec et D. Rotman: Contribution à la Pétrographie de l'Égypte et de la Presqu'île de Sinai — Roches Eruptives de Djebel Zeit. (Bull. Sect. Sci. Acad. Roumaine. Bukarest. 6. 1920. 57—67.)

N. Menchikoff: Les roches cristallines et volcaniques du centre du désert de Libye. (Compt. rend. 184. 1927. 215—217.)

Verf. kommt durch optische Untersuchung und chemische Analyse zu folgender Einteilung der Gesteine der Libyschen Wüste:

1. Kristalline Schiefer: Leptynite mit Feldspat-Amphibolitbänken;
2. Tiefengesteine: Alkaligranite mit Ägirin, Quarz-Alkalisyenite mit natronhaltiger Hornblende und Quarzdiorite mit Hornblende;
3. Ergußgesteine: Rhyolithe und Alkalitrachyte, Phonolithe mit Ägirin und Basalte.

Kolbe.

W. F. Hume and H. F. Harwood: Notes on some analyses of egyptian igneous and metamorphic rocks. (Geolog. Magazine. 62. 1925. 32—40.)

Elf chemische Analysen und mikroskopische Untersuchungen:

- I. Granitgneis von Wadi Shelul.
- II. Granitgneis von Wadi Abiad.
- III. Dioritgneis von Wadi Lahami.
- IV. Hornblendegneis von Wadi Gimal.
- V. Gneisähnliches Gestein (ungewöhnlich basisch) von Gebel Abu Khrug.
- VI. Gabbro von Wadi Daut.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.
Si O ₂	73,53	61,27	56,38	54,58	48,08	52,53
Al ₂ O ₃	14,08	16,39	17,51	16,44	15,55	18,32
Fe ₂ O ₃	0,46	2,14	2,91	1,95	0,85	3,16
Fe O	1,19	2,74	4,32	5,70	6,37	5,01
Mg O	0,37	2,63	2,77	4,80	12,68	5,56
Ca O	1,33	6,21	7,14	8,45	11,92	10,34
Na ₂ O	3,73	3,87	3,81	3,29	1,04	3,21
K ₂ O	3,71	1,37	0,82	0,92	0,21	0,13
H ₂ O +	0,78	2,27	2,67	1,95	2,23	0,33
H ₂ O —	0,25	0,25	0,59	0,19	0,16	0,16
C O ₂	0,08	0,38	0,06	1,14	0,16	—
Ti O ₂	0,17	0,35	0,50	0,53	0,15	1,18
Zr O ₂	0,01	Spur	—	Spur	—	—
P ₂ O ₅	0,12	0,17	0,17	0,17	Spur	0,22
Cl	Spur	Spur	Spur	Spur	Spur	Spur
S (S O ₃)	0,02	0,02	0,01	0,02	—	0,01
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—
V ₂ O ₅	—	—	—	—	0,03	—
Ni O	—	—	—	—	Spur	—
Mn O	0,02	0,11	0,14	0,15	0,13	0,19
Sr O	Spur	Spur	Spur	—	—	—
Ba O	0,02	Spur	0,02	—	—	—
Li ₂ O	Spur	—	Spur	—	—	—
	99,87	100,17	99,82	100,28	99,56	100,35

	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.
Si O ₂	72,68	65,08	57,57	55,62	71,26
Al ₂ O ₃	12,27	13,95	14,03	11,87	14,24
Fe ₂ O ₃	1,88	1,69	3,12	2,66	0,88
Fe O	1,02	4,38	6,35	8,56	2,84
Mg O	Spur	1,19	2,44	4,07	0,80
Ca O	1,20	3,40	5,11	11,25	2,15
Na ₂ O	2,22	3,39	3,69	1,57	2,73
K ₂ O	7,55	4,28	2,80	0,52	3,39
H ₂ O +	0,98	0,98	0,88	0,86	1,14
H ₂ O —	0,20	0,25	1,05	0,30	0,24
C O ₂	—	—	—	—	—
Ti O ₂	0,09	1,04	2,30	1,78	0,34
Zr O ₂	Spur	Spur	—	—	0,04
P ₂ O ₅	Spur	0,34	0,81	0,29	0,09
Cl	Spur	Spur	Spur	Spur	Spur
S (S O ₃)	—	0,01	0,08	1,05	0,07
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—
V ₂ O ₅	—	—	—	—	—

	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.
Ni O	—	—	—	—	—
Mn O	0,02	0,12	0,16	0,20	0,04
Sr O	—	—	—	—	—
Ba O	—	0,08	0,03	—	0,03
Li ₂ O	—	Spur	Spur	Spur	Spur
	100,11	100,18	100,42	100,60	100,28
— O für S	—	—	0,03	0,39	0,03
	100,11	100,18	100,39	100,21	100,25

VII. Feinkörniger, roter Granit, Aswan.

VIII. Syenitgranit, Aswan.

IX. Syenit, Aswan.

X. Glimmerdiabas, Aswan.

XI. Granitgneis, Aswan.

V. und VI. sind interessant als Analoga zu den SUSS'schen Sinai-Gesteinstypen. Die basischen Gesteine sind außerdem noch von Bedeutung, da sie wahrscheinlich Nickel, Platin, Chromit und Gold enthalten.

Die Untersuchung führte zur Annahme, daß die ägyptischen Gneise Orthogneise sind, ferner daß die sauren und mehr basischen Gneise des Wadi Gimal-Distriktes demselben Magma entstammen und nur durch Differentiation verschiedene Zusammensetzung erhielten. **H. P. T. Rohleder.**

L. Duparc et E. Molly: Sur une Augitite d'Abyssinie. (C. R. Soc. Phys. et Hist. nat. Genève. **44.** 1927. 159—160.)

Verff. haben das abessynische Hochplateau durchquert und bei dieser Gelegenheit eine Reihe vulkanischer Gesteine gesammelt, deren Beschreibung sie in Aussicht stellen. Ein solches basaltisches Gestein stammt von der Hochfläche, welche das Tal des Laga Kallou dominiert. Es enthält reichlich Einsprenglinge von Augit und Magnetit in einer glasigen Grundmasse mit wenig Augit- und noch spärlicheren Plagioklasmikrolithen. Der Augit ist violett, öfters zonar. $2V + 60^\circ$, $n_\gamma - n_\alpha$ 0,028; $n_\gamma - n_\beta$ 0,021; $n_\beta - n_\alpha$ 0,007; Auslöschung auf 010 ($n_\gamma : c$) = $51-56^\circ$. Die Analyse des Gesteins ergab: Si O₂ 42,04; Ti O₂ 4,18; Al₂ O₃ 13,66; Fe₂ O₃ 6,43; Fe O 9,51; Mn O Spuren; Mg O 5,98; Ca O 11,33; K₂ O 2,46; Na₂ O 2,53; Glühverlust 2,40, Summe 100,52. **M. Reinhard.**

P. A. Wagner: Note on Kimberlite from Tanganyika Territory. (South African Journ. of Science. **23.** 1926. 204—205.)

Dies nördlichste bisher bekannte Kimberlitvorkommen liegt 36 (engl.) Meilen südöstlich vom Muanza am Viktoriasee. Es handelt sich um Kimberlit des basaltischen oder glimmerarmen Typus. Die Diamanten, von guter Qualität, kamen zunächst nur aus einem Geröllager mit kleinen Quarzgeröllen, welches den Kimberlit überlagert. Ob der „yellow ground“ der

„pipe“ auch Diamanten in abbaubarer Menge enthält, war bei der Niederschrift dieser Mitteilung nicht bekannt.

Erich Kaiser.

Reuning, E.: Verbandsverhältnisse und Chemismus der Gesteine des „Bushveld Igneous Complex“ Transvaals und das Problem seiner Entstehung. (Dies. Jb. 1928. Beil.-Bd. LVII. A. [Festschrift MÜGGE] 631—664. 4 Taf.)

Spencer, L. J.: Sperrylite crystals from the Transvaal. (Min. Mag. 21. 1926. No. 114. 94—97.) Vgl. Ref. dies. Jb. 1928. I. 90.

C. G. S. Sandberg: On the Probable Origin of the Members of the Bushveld Igneous Complex (Transvaal). (Geol. Mag. 63. 1926. 210—219.)

Verf. geht zunächst von seiner eigenen Theorie aus, wonach das aktive Magma das Produkt der Verflüssigung von Sedimentgesteinen und gleichzeitig die Ursache von Gebirgsbildung und Vulkanismus ist. „Solche Magmatisierung würde bedingen, daß die tiefste Schicht in eine eutektische Mischung granitischer Zusammensetzung umgewandelt würde, während in geringerer Tiefe, d. h. bei größerer Entfernung vom Herd außerordentlich hoher Temperaturen, die verschiedenen magmatischen Produkte verflüssigter Sedimentgesteine allmählich einwirken würden und mehr und mehr eine bestimmte Individualität annehmen würden, welche mit der ursprünglichen Zusammensetzung des betreffenden Horizontes von Sedimentgestein übereinstimmt.“

Die Ergebnisse der jüngsten „Shaler Memorial Fund Expedition“ sowie früherer Arbeiten in diesem Gebiet zeigen einen Kern Roten Granites in der Mitte, um den konzentrisch der Norit verläuft. Die Komponenten dieses Komplexes sind schicht- und lagenförmig angeordnet und zeigen in den obersten Partien deutliche Schieferung und Pseudoschieferung. Eng verbunden mit den Noriten und vornehmlich die äußere Begrenzung der letzteren bildend, finden sich lagenförmig angeordnete Granophyre und Felsite, die — was ihre Zusammensetzung betrifft — ineinander übergehen. Im Sekukuniland wird der Granophyr von Apophysen des Norites in Gangform durchbrochen, doch sind letztere zumeist quarzhaltig und Si O₂-reicher als der Norit. Die innere Begrenzung des Norites (zum Roten Granit hin) weist intermediäre Gesteinstypen auf: Syenite, Nephelinsyenite etc. — In vertikaler Hinsicht, von der massigen Ausbildung der tieferen Partien des lakkolithischen Intrusivkörpers zur lagenförmigen der Oberflächenpartien, zeigt sich petrographisch ein allmählicher Wechsel eines typisch grob-kristallinen Granites zu einem Gestein, das reichlich Quarzkörner in einer dichten felsitischen Grundmasse und nur geringe Mengen femischer Mineralien enthält. Von unten nach oben zeigen sich also folgende Lagen, wobei der Rote Granit den Kern bildet:

Felsite,
Granophyre,
Übergangsgesteine,
Norite,

Syenite etc. (Übergangsgesteine),
 Saurer Roter Granit (arm an femischen Bestandteilen und plattenförmig),
 Roter Granit mit massiger Ausbildung.

Der sedimentäre Boden des intrusiven Komplexes zeigt von oben nach unten folgende Zusammensetzung:

Pretoria-Serie	{ Magaliesberg-Quarzite, Tonschiefer, Daspoort-Quarzite, Tonschiefer, Timeball Hill-Quarzite, Tonschiefer, Sandsteine und Konglomerate, Gebänderte Eisenerze in der Grenzzone.
Dolomitische Serie	{ Lagen von Dolomit, kieseligen Einschaltungen, Tonschiefern in wechselnder Lagerung,
Black Reef-Serie	{ Quarzite, Arkosen, Tonschiefer und Basal- Konglomerat.

Nach Verf. gelangten im normalen Sedimentationsprozeß innerhalb einer Geosynklinale durch wachsende Belastung die liegenden Partien in die Zone der Gesteinsverflüssigung und Magmatisierung. Dann würden sich durch Aufschmelzung innerhalb der verschiedenen Sedimenthorizonte folgende Gesteinstypen ergeben: Als Ausgangspunkt der normale Granit, in seinen unteren Partien praktisch unverändert. In der Si O_2 -reichen Black Reef-Serie ein saurer Granit. In den höheren $\text{Al}_2 \text{O}_3$ - und Si O_2 -reichen Lagen der Black Reef-Serie ein Quarz-Feldspat-Gestein granitischer Zusammensetzung, aber sehr arm an femischen Bestandteilen. In den dolomitischen Schichten ein basischer Typ, wie der Norit, mit ultrabasischen Ausscheidungen von Eisenerz, welche letztere sich sogar im gleichen Horizont der unveränderten Dolomite finden (zwischen Dolomit-Serie und Pretoria-Serie). Zwischen Norit (aufgeschmolzenem Dolomit) und saurem Roten Granit (aufgeschmolzenem Black Reef) finden sich die zu erwartenden intermediären Typen wie Syenit, Nephelin-Syenit etc. — Die Magmatisierung der Si O_2 - und $\text{Al}_2 \text{O}_3$ -reichen Pretoria-Serien über dem Dolomit, ähnlich dem Black Reef, sollte zu sauren Granittypen führen, doch bedingte größere Entfernung vom Herd, Abnahme der Temperatur, d. h. geringere Kristallisationsfähigkeit: Granophyre und felsitische Gesteinstypen am äußeren Rand des Norites. In diesem Horizont hat nach Verf. die Aufnahmefähigkeit des Magmas ihr Ende erreicht, daher un- oder kaum veränderte Sedimente im Hangenden (Waterberg-Serie?).

Der Intrusionsmechanismus beginnt mit dem durch Sedimentationsbelastung bedingten Absinken tieferer Teile in die Zone magmatischer Aufschmelzung. Die treibende Kraft wird dann das unter dem Einfluß starken Gasgehaltes in Richtung geringsten Widerstandes nach oben aufdringende, das Dach aufwölbende Magma selbst. Dies führt schließlich zum gewalt-

samen Durchbruch durch die hangenden Sedimente in Form einer gewaltigen Explosion, die Bruchstücke der letzteren weit über das Vorland hinaus-schleudert. Aus der Intrusion wird eine Extrusion. — Diese Gedankengänge des Verf.'s (die in vieler Hinsicht an die der Ries-Hypothesen erinnern, Anm. d. Ref.) werden an Hand von zwei Kartenskizzen und sechs Blockdiagrammen erläutert.

H. P. T. Rohleder.

S. C. Morgan: Some observations on the Upper Karroo Lavas and later sediments of the Gwai Native Reserve, Southern Rhodesia. (South African Journ. of Science. 24. 1927. 182—187.)

Durch Bohrungen in dem etwa 80 km nordwestlich von Bulawayo gelegenen Gebiete wurden drei Lavaströme basaltischer Laven („Karoo-Dolerite“), etwa 150 m mächtig, nachgewiesen. Das frische Gestein ist schwarz, dicht, porphyrisch durch Feldspatleisten und Augitkörner. In der Grundmasse Feldspat (keine nähere Bestimmung!), Magnetit, Augit und Apatit; kein Glas. Die Ober- und Unterfläche der Ströme ist in den Bohrkernen durch schlackige Beschaffenheit angezeigt.

Erich Kaiser.

F. P. Mennel: The Northward and Eastward Extension of the Karroo Lavas. (Geol. Mag. 59. 1922. 166—175.)

Die Laven, welche den rhätischen oder liassischen Stormberg Series (Karoo-Formation) auflagern, in den Drakensbergen mehrere tausend Fuß Mächtigkeit erreichen und in eine Zeit völliger Ruhe in Europa verlegt werden müssen (Jura), erstrecken sich viel weiter nord- und ostwärts, als bisher angenommen worden ist.

Das nördliche Gebiet.

Das Gebiet erstreckt sich von der Eisenbahnbrücke über den Kafue-Fluß in Nord-Rhodesia bis etwa 250 Meilen jenseits der Zambesi-Brücke bei den Viktoria-Fällen. Die 600 bis 700 Fuß hohen Hügel zeigen schon durch ihren terrassenförmigen Aufbau, daß sie aus sechs bis sieben übereinander-gelagerten Basaltströmen bestehen. Das Gestein enthält viele Hohlräume, besonders an Ober- und Unterfläche der einzelnen Ströme (z. T. von Zeolithen erfüllt) und zeigt Ähnlichkeit mit dem Basalt von den Viktoria-Fällen.

Das östliche Gebiet.

I. Tete.

Von Portugiesisch-Ostafrika werden intrusive Dolerite innerhalb der Karru-Formation berichtet, die in Nord- und Süd-Rhodesia bisher nicht bekannt geworden sind.

Die Laven, die Verf. untersuchte, liegen wenige Meilen oberhalb des Lupata Gorge, bestehen aus Basalten, 500—100 Fuß mächtig, und fallen leicht nach Osten ein. Diese Extrusiva werden nicht nur von Sandsteinen unter-, sondern auch überlagert. Die hangenden Sandsteine erinnern an den „New Red Sandstone“ Englands, sind jurassischen Alters und etwa 1200 Fuß

mächtig. Hierüber folgt die Serie der Lupata-Laven, die der Unteren Kreide, wenn nicht noch dem Jura angehören. Diese Gesteine, ganz verschieden von den anderen Karroo-Laven, werden vom Verf. einstweilen „Feldspat Porphyre“ genannt, auch Rhyolithe, Nephelin- und Leuzit-Gesteine treten auf, sowie Lockerprodukte.

Diese vulkanische Serie wird wiederum von Sandsteinen überlagert, der Kreide angehörend, die Gerölle der Lupata-Laven enthalten. Ihnen folgen auf dem Sheringoma-Plateau fossilführende Kalke, welche oberer Kreide bis Spät-Tertiär entsprechen.

II. Maringwe-Gebiet.

Im Innern des Maringwe-Gebietes, in der Nähe des Barne-Distriktes, tritt eine Serie basaltischer Laven auf, die den Lupata-Extrusiven gleichzustellen ist. Auch sie zeigen ein leichtes Einfallen nach Osten und bilden einen sieben bis acht Meilen breiten Gürtel von teils flachem, teils hügeligem Land, bestehen aus einer großen Anzahl Ströme (größere Mächtigkeit als bei Tete). Auch petrographisch sind sie von größerem Wechsel als bei Tete. Tuffe sind vorhanden und kennzeichnen zum Teil fraglos Ausbruchspunkte.

Etwa hundert Meilen von Nord nach Süd sich erstreckend erreicht dieses Basaltgebiet seine Grenze in der Umgebung des Gorongoza-Gebirges, und nach Norden hin mag es mit den Tete-Laven in Verbindung stehen.

Innerhalb des Barne-Distriktes wird der liegende Sandstein von zahlreichen Doleritgängen durchschnitten, welche das Nebengestein erheblich metamorphosiert haben.

H. P. T. Rohleder.

Thomas Robertson: The Crystalline Metamorphic Rocks of South-Western Togoland. (Geol. Mag. 61. 1924. 116—135.)

Ein Gürtel von Orthogneisen intermediärer (dioritischer) Zusammensetzung zieht sich auf der westlichen Seite der Togo-Gebirgskette hin und ist zwischen Poda und Atakpame an zahlreichen Stellen erschlossen. Mit ihnen vergesellschaftet finden sich Gesteine, die der Charnockit-Gruppe ähneln, und zwar Epidot-Biotit-Gneis, Hornblende-Gneis, Tremolit-Gneis, Biotit-Gneis, Muscovit-Biotit-Gneis, Hornblende-Schiefer, Hypersthen-Gneis und Granat-Amphibolite.

Das Tal des Dsawoe-Flusses scheint zum großen Teil von gabbroiden und doleritischen Gesteinstypen unterlagert zu sein; auch die entsprechenden Ganggesteine treten daselbst auf.

Granatführender Biotitgneis, teilweise granitischer Zusammensetzung, mit dem Diorit-Gneis und seinen Abarten ähnlichen Gesteinstypen treten im Becken des Amnflusses südlich von Atakpame auf.

Basische Intrusiva treten innerhalb des Gneises auf: bei Djete Serpentin und nördlich von Poda Pyroxenit. Ein Pyroxenit nördlich von Akata ist in die Gesteine der „Togo Series“ intrudiert. Keine granitischen Intrusivmassen sind bekannt geworden.

Die beschriebenen Gesteinstypen bilden das Liegende der „Togo Series“ und anderer, jüngerer Gesteine.

Zum Schluß bringt Verf. 12 Skizzen von Mikro-Photographien sowie Erläuterungen hierzu.

H. P. T. Rohleder.

Australien.

Morgan, P. G. and Gibson, W.: The Geology of the Egmont Subdivision, Parakani (New Zealand Departem. of scientific and industrial research. Geological Survey Branch. Bull. 29. [New Series.] Wellington 1927.) Vgl. Ref. ds. Jahrb. 1928. III. 102—104, in welchem auch drei neue Andesitanalysen wiedergegeben sind.

Osborne, G. D.: The geology and petrography of the Clarencetown-Paterson Distr. Part. II. (Proc. Linnean Soc. of New South Wales. 47. 1922. 519—534.)

M. Auroousseau: Analyses of Three Australian Rocks. (Proceed. Linnean Soc. New South Wales. 51. 1926. 614—626.)

Die folgenden Analysen wurden gemacht:

	1.	2.	3.
Si O ₂	45,59	76,02	47,88
Al ₂ O ₃	12,48	13,25	14,22
Fe ₂ O ₃	9,93	0,61	1,73
Fe O	2,84	0,69	12,36
Mg O	4,71	0,07	6,35
Ca O	8,26	0,51	10,23
Na ₂ O	5,51	3,06	2,47
K ₂ O	3,16	5,11	0,51
H ₂ O +	1,73	0,29	0,23
H ₂ O —	1,64	0,03	0,07
C O ₂	—	—	—
Ti O ₂	2,10	0,19	2,95
Zr O ₂	—	—	—
P ₂ O ₅	1,65	0,21	0,40
S O ₂	0,09	—	—
Cl	6,16	?	0,08
S	—	0,03	0,08
Cr ₂ O ₃	—	Spur	Spur
Mn O	0,16	0,01	0,15
Ba O	0,05	—	Spur
Summe . . .	100,06	100,08	99,66

Anal. 1: Nephelite Basanite, One Tree Point, Sandy Bay, Hobart. Tasmania.

Die Grundmasse des Gesteins ist so außerordentlich feinkörnig, daß ihre Minerale in einem Dünnschliff nicht bestimmbar sind. Als „Mikro-Einsprenglinge“ kommen Iddingsit (pseudomorph nach Olivin) und violetter Apatit (etwa 4 % des Gesteins) vor. Mittels der „Index-Methode“ nach

LARSEN's Tabellen wurden Pyroxene als kleine grüne Nadeln in der Grundmasse erkannt. Der Rest besteht aus einer fast unbestimmbaren Mischung von Plagioklas und Nephelin. Das Gestein gehört wahrscheinlich zum alkalischen Stamm der tertiären Eruptivgesteine im Port-Cygnet-Gebiete.

Anal. 2. Micrographic granite, Ashford, N. S. Wales.

Das Gestein besteht aus Quarz, Orthoklas, Albit, Mikroklin, Muscovit, Biotit, Topas, Apatit, Pyrit, Limonit. Das relative Mengenverhältnis dieser Minerale und ihre chemische Zusammensetzung sind bestimmt, so daß man eine „komplette“ Bestimmung des Gesteins erhält.

Anal. 3. Amphibolite, Bunker Bay, Cape Naturaliste, W. Australia.

Die Textur des Gesteins ist granulitisch. Vorherrschend ist eine dunkelbraune Hornblende, dann kommen rhombische Pyroxen und basischer Plagioklas und auch Ilmenit und Apatit treten auf. Das Gestein gehört zu einem von E. C. SAINT-SMITH beschriebenen metamorphen Gesteinskomplex.

Tom. Barth.

R. Spelght: The Geology of View Hill and Neighbourhood. (Trans. and Proc. New Zealand Institute. 58. Wellington 1928. 408—431. 1 Taf. m. Abb. von „pillow lava“.)

In einer mächtigeren Folge tertiärer Schichten zeigen sich Basaltlaven (z. T. mit der Struktur der „pillow“-Laven) Grünsandsteinen eingelagert. Es handelt sich um submarine Lavadecken. Die Basalte sind z. T. schlackig und von Tuffen begleitet.

	I.	Ia.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.
Si O ₂	50,91	53,42	52,02	50,28	52,83	52,23	65,77	70,90
Al ₂ O ₃	14,28	14,98	13,61	13,36	13,70	14,27	15,03	14,33
Fe ₂ O ₃	2,95	3,10	1,98	3,73	3,59	4,27	2,27	0,23
Fe O	6,46	6,78	8,50	5,94	6,95	7,27	2,23	2,55
Mg O	5,27	5,53	5,99	6,59	8,10	6,67	1,87	1,11
Ca O	10,08	7,82	9,21	8,78	8,30	8,31	3,34	1,31
Na ₂ O	2,81	2,95	2,62	2,65	2,40	2,62	3,31	3,56
K ₂ O	0,53	0,56	0,59	0,72	0,47	0,42	2,25	2,73
H ₂ O +	0,60	0,63	1,24	1,53	0,63	0,75	2,25	1,75
H ₂ O —	1,93	2,02	1,70	3,88	1,23	0,89	0,29	0,36
C O ₂	2,07	—	0,39	0,06	0,02	Spur	0,03	0,20
Ti O ₂	1,67	1,75	1,76	2,05	1,02	1,65	0,70	0,50
P ₂ O ₅	0,20	0,21	0,28	0,35	0,18	0,24	0,23	0,12
Zr O ₂	—	—	—	—	—	—	—	0,03
S	0,08	0,08	0,04	0,04	Spur	Spur	0,01	0,06
Cr ₂ O ₃	0,04	0,04	0,04	0,05	0,06	0,05	—	—
Ni O	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,05	Sp.?	Spur
Mn O	0,14	0,15	0,15	0,12	0,22	0,14	0,07	0,06
Sr O	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,04	0,02
Ba O	Sp. ?	—	0,02	0,02	0,02	0,02	0,08	0,06
Sa.	100,07	100,07	100,20	100,21	99,79	99,88	99,77	99,87

	Norm:					
Q . . .	8,70	8,64	6,66	6,72	6,90	8,04
or . . .	2,78	3,34	3,34	3,89	2,78	2,22
ab . . .	23,58	25,15	22,01	22,53	20,44	22,01
an . . .	25,02	25,85	23,63	22,52	25,02	26,13
di . . .	8,99	9,67	14,35	14,39	12,30	11,44
hy . . .	15,71	16,38	19,18	14,14	22,83	18,44
mt . . .	4,41	4,41	3,02	5,34	5,34	6,26
il . . .	3,19	3,34	3,34	3,95	1,98	3,19
ap . . .	0,34	0,34	0,67	1,01	0,34	0,34
cc . . .	(4,70)	—	(0,90)	(0,10)	—	—

- I. Dolerit, View Hill, SW-Ende. — (11)(111). 4 (5). (3) 4. (4) 5. Bandose.
- I a. Anal. I auf kalkfreies Gestein bezogen. — (11) (111). 4 (5). (3) 4. (4) 5. Bandose.
- II. Basalt, „pillow lava“, Whites Creek. — “111. (4) 5. (3) 4. 4 (5). Auvergnose.
- III. Dolerit, Eyre River, dicht über Kalk. — “111. (4) 5. 3 (4). 4“. Camptonose.
- IV. Hypersthendolerit, Zusammenfluß von Whites Creek und Eyre River. — “111. 4 (5). “4. (4) 5. Koghose.
- V. Hypersthendolerit, Burnt Hill, Oxford. — (11) 111. 4 (5). “4. “5. Koghose.
- VI. Grauwacke, Gorge Hill, Waimakariri.
- VII. Grauwacke, Otira Tunnel, Arthurs Pass.

Analysen ausgeführt von Dr. MAC-LAURIN und Mr. SEELYE vom Geological Survey Neuseelands.

Auf die vielen Einzelangaben der mikroskopischen Untersuchung kann hier nicht eingegangen werden. —

Es sei nur auf das eigenartige $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O}$ -Verhältnis der Grauwackeanalysen hingewiesen, welches darauf hindeutet, daß sie aus einem Granitgebiet ohne starke chemische Verwitterung abzuleiten sind! [Nach der mikroskopischen Untersuchung handelt es sich wohl um eine quarzitische Arkose. Ref.]

Erich Kaiser.

D. Orr: The Stony Creek Basin and the Corinella Dyke. (Proc. R. Soc. Victoria. 40. [New Series.] Melbourne 1927. 25—33.)

Anlässlich der Beschreibung einer rundlichen, auf tektonische Vorgänge zurückgeführten Depression wird das Auftreten von basaltischen Lavabänken und eines Ganges beschrieben.

Erich Kaiser.

D. Orr: An Olivine Anorthoclase from Daylesford. (Proc. R. Soc. Victoria. 40. [New Series.] Melbourne 1927. 34—44.)

Unter den jüngeren Basalten des Daylesford-Distriktes (Victoria, Australien) befindet sich ein Alkalibasalt. Er enthält als Einsprenglinge idio-

morphen Plagioklas (Labrador bis basischer Andesin), allotriomorphen Anorthoklas, Olivinkörner und hypidiomorphen Augit und Hypersthen. Sanidin oder unverzwilligter Anorthoklas tritt in der Grundmasse mit wenig Glaszwischenmasse auf. Der Anorthoklas ist zumeist stark magmatisch korrodiert.

	I.	II.	III.	IV.	V.
Si O ₂	47,71	48,83	51,52	48,78	48,00
Al ₂ O ₃	15,66	16,69	16,58	15,85	14,11
Fe ₂ O ₃	2,47	2,66	2,35	5,37	5,61
Fe O	8,43	8,40	7,68	6,34	6,11
Mg O	4,45	5,56	4,03	6,03	8,81
Ca O	7,53	7,95	6,10	8,91	8,68
Na ₂ O	3,69	2,92	4,11	3,18	3,01
K ₂ O	2,23	2,10	2,99	1,63	1,25
H ₂ O +	1,93	0,66	0,22	1,03	0,73
H ₂ O —	0,48	1,34	1,39	0,73	0,80
C O ₂	2,67	Spur	Spur	—	—
Ti O ₂	1,96	2,85	2,15	1,39	2,20
P ₂ O ₅	0,89	0,74	0,82	0,47	0,50
Mn O	Spur	0,25	0,13	0,29	0,13
Li ₂ O	n. best.	—	—	—	—
Cl ₂	n. best.	0,04	0,05	—	—
S O ₂	n. best.	—	—	—	—
Co O, Ni O	n. best.	—	0,06	—	0,03
Sr O	n. best.	—	Spur	—	—
Summe	100,10	100,99	100,18	100,00	99,97

I. Anorthoklas-Olivin-Basalt, Stony Creek Falls, Daylesford, Anal. D. ORR.

II. Anorthoklas-Basalt, Sugarloof Hill, NNE von Woodend. (Bull. Geol. Surv. Victoria. 24. 33.)

III. Olivin-Anorthoklas-Trachyt, Parish of Coban. (Bull. Geol. Surv. Victoria. 24. 25.)

IV. Durchschnitt von 161 typischen Basalten, meist olivinführend. (R. A. DALY, Journ. Geol. 16. 1908. 409.)

V. Mittel von 6 Basalten, Camperdown-Distrikt. (Mem. Geol. Surv. Victoria. 9. 1910. 22.)

Erich Kaiser.

B. F. Goode: The Mannum Granite. (Trans. a. Proc. R. Soc. of South Australia, Adelaide. 51. 1927. 126—128.)

Vorkommen 2½ englische Meilen oberhalb von der Ortschaft Mannum am Ostufer des Murray. Mittelkörniges, miarolithisches Vorkommen.

70,77 Si O₂, 13,69 Al₂ O₃, 1,97 Fe₂ O₃, 0,97 Fe O, 0,34 Mg O, 0,94 Ca O, 3,70 Na₂ O, 5,68 K₂ O, 0,45 H₂ O +, 0,36 H₂ O —, 0,72 Ti O₂, 0,11 P₂ O₅, 0,17 Fe S₂, 0,28 Mn O, Spur Zr O₂, Summe 100,15, spez. Gew. 2,66. I., 4, 1, 3.

Erich Kaiser.

A. R. Alderman: Petrographic notes on Tonalite from the Palmer District and Biotite-Norite from South Black Hill. (Trans. a. Proc. of the R. Soc of South Australia, Adelaide. 51. 1927. 20—23.)

I. In der Grafschaft Sturt tritt mittelkörniger, etwas porphyrischer Tonalit auf. Plagioklas, $Ab_{64}A_{36}$ oder normaler Andesin, in größerer Menge als Orthoklas. Mikroklin in geringen Mengen. Quarz zwischengeklemmt und in granophyrischer Verwachsung mit Quarz. Biotit und grüne Hornblende in gleichen Mengen. Titanit, Titaneisen, Apatit.

	I.	II.
Si O ₂	63,88	53,37
Al ₂ O ₃	16,37	14,25
Fe ₂ O ₃	1,99	2,55
Fe O	2,96	7,44
Mg O	2,24	5,04
Ca O	5,18	8,87
Na ₂ O	3,66	2,50
K ₂ O	1,66	2,96
H ₂ O +	0,45	0,19
H ₂ O —	0,21	0,22
C O ₂	—	—
Ti O ₂	0,86	1,70
P ₂ O ₅	0,23	1,24
Mn O	0,07	0,15
Fe S ₂	—	Spur
	99,76	100,48
Spez. Gew.	2,792	3,128
	II., 4, 3, 4	III., 5, 3, 3.
	Tonalose.	Shoshonose-Kentallenose.

II. Der grobkristalline, melanokrate Biotitnorit von South Black Hill zeigt u. d. M. vorwiegend Diallag, daneben Hypersthen, Plagioklas (Labrador). Orthoklas zwischengeklemmt, Biotit, Ilmenit, Apatit. Analyse unter II.

Erich Kaiser.

P. Marshall: A Natrolite Tinguaita vom Dunedin. (Trans. and proc. New Zealand Inst. Wellington. 58. 1927. 533—535.)

Natrolith soll als ein primärer Bestandteil zwischen den Feldspat- und Ägirinaugit-Mikrolithen auftreten, neben Analcim.

	I.	II.
Si O ₂	52,60	56,16
Ti O ₂	0,42	—
Al ₂ O ₃	19,12	19,25
Fe ₂ O ₃	4,32	4,77
Fe O	1,73	2,72

	I.	II.
Ca O	1,50	1,26
Mg O	0,08	0,21
Na ₂ O	10,80	6,08
K ₂ O	4,05	4,66
P ₂ O ₅	0,16	0,21
H ₂ O	5,80	4,09
	<hr/> 100,58	<hr/> 99,41

- I. Natrolithtinguit, Hooper Inlet, Dunedin, Neu-Seeland, Anal.
 P. MARSHALL.
- II. Tinguaitgang, Acheron Point, Otago harbour, Neu-Seeland, Anal.
 P. MARSHALL. **Erich Kaiser.**

Lagerstättenlehre.

Allgemeines.

Gregory, J. W.: The Elements of Economic Geology. (London, Methuen & Co. Ltd. 1927. XVI. + 312 p. 10s net.)

Br. Dammer und O. Tietze †: Die nutzbaren Mineralien mit Ausnahme der Erze und Kohlen. 2. Neubearb. Aufl. von Br. Dammer. 2 Bde. Stuttgart (F. Enke) 1928. XX + 554, XV + 785 S. 56 und 128 Abb.

Raeburn, C. and Milner, H. B.: Alluvial prospecting. The technical investigation of economic alluvial minerals. With a foreword by J. D. FALCONER. (London, Thomas Murby and Co. 1927. 478 p. 139 Fig. 32 Taf.)

L. C. Graton: Underground photography without flash-light. (Econ. Geol. 22. 1927. 388—399.)

Das Photographieren in Untertage-Aufschlüssen mittels Blitzlicht hat größere Nachteile. Verf. schlägt vor, die Objekte mit einer Anzahl von Azetylenlampen zu beleuchten und sie so aufzunehmen. Er teilt eine Anzahl Erfahrungen darüber mit, über Objektiv, Kameras, Art der Beleuchtung, Aufstellung des Apparats, Plattensorten, Filter, Abblendung, Belichtungsdauer.

H. Schneiderhöhn.

Geophysikalische Lagerstättenuntersuchung.

D. C. Barton: Applied geophysical methods in America. (Econ. Geol. 22. 1927. 649—668.)

Verf. gibt auf Grund der Originalliteratur, die in dies. Jahrb. wohl vollständig referiert ist, einen Überblick über die geophysikalischen Aufschließungs- und Untersuchungsverfahren an Lagerstätten und die bisher in Amerika damit gemachten Erfahrungen. In welchem Umfange heute schon diese Verfahren angewandt werden, zeigt am besten die Tatsache, daß von den Ölgesellschaften in den fünf hauptsächlichsten Ölsaaten von U.S.A. zur Zeit des Berichtes monatlich mehr als \$ 400 000 für geophysikalische Untersuchungen ausgegeben werden, wobei aber die daraufhin angesetzten Bohrungen nicht inbegriffen sind! Zurzeit sind es meist fremde, d. h. nicht-amerikanische Gesellschaften, welche diese Untersuchungen ausführen, und es ist hochehrfrohlich, zu sehen, einen welch großen Anteil deutsche Gesell-

schaften und deutsche Wissenschaftler daran haben, was auch vom Verf. rückhaltlos anerkannt wird. Die Resultate werden besonders im Salzdomgebiet als „brilliant“ bezeichnet. Mit den Erfolgen und der wachsenden Erfahrung hat sich die Fragestellung erweitert und spezialisiert, zugleich ist auch der Zuständigkeitsbereich der einzelnen Verfahren schärfer abgegrenzt und ihr Hand- in-Hand-Arbeiten besser entwickelt und organisiert worden. Ausblicke auf weitere Möglichkeiten in der geophysikalischen Lagerstättenforschung beschließen den Aufsatz, dem noch ein Schriftenverzeichnis beigegeben ist, aus dem eindringlich der große Anteil deutscher Forschung an diesem neuesten Zweig angewandter Wissenschaft hervorgeht.

H. Schneiderhöhn.

Liquidmagmatische Lagerstätten.

A. N. Zavaritsky: Classification of magmatic ore deposits. (Econ. Geol. 22. 1927. 678—686.)

Verf. unterscheidet zwei Hauptgruppen der „liquidmagmatischen“ Erzlagerstätten:

- I. Lagerstätten durch Kristallisationsdifferentiation gebildet.
- II. Entmischungslagerstätten.

[Sie decken sich auch in der Benennung genau mit den vom Ref. vorgeschlagenen Gruppen der „Kristallisationsdifferentiate“ und „Liquid-Entmischungssegregate“, Ref. dies. Jb. 1926. I. 296 und 1927. I. 381.]

Die erste Gruppe unterscheidet er nach dem Vorgang von K. H. SCHEUMANN (Cbl. f. Min. etc. 1922. 518) in:

1. Akkumulative Lagerstätten, d. h. vorherrschende Konzentrationen an Erstkristallisationen (Chromeisenerze, Platin in Duniten).
2. Fusive Lagerstätten, d. h. vorherrschende Konzentration von Restschmelzen (Titanomagnetite und Magnetite in Gabbros, da genauere Studien gezeigt hätten, daß die Eisenerze oft jünger als die Silikate seien, besonders unter dem Einfluß erhöhter Konzentration leichtflüchtiger Bestandteile. Auch einige intrusive oxydische Eisenerze zählt Verf. hierher).

Die zweite Gruppe unterteilt er in:

1. Echte Entmischungslagerstätten, wo die Abtrennung der Erzschnmelze von der Silikatschnmelze ein während der Abkühlung des Magmas sich vollziehender naturnotwendiger Vorgang ist (Typus Sudbury und die intrusiven Kieslagerstätten).
2. Syntektische Entmischungslagerstätten, bei denen eine Entmischung des Magmas im flüssigen Zustand eine Folge einer Einschmelzung von Nebengestein ist. Hierher rechnet Verf. auf Grund seiner Studien die uralischen Eisenerzlagerstätten Goroblagodat und Wyssokaya Gora. Auch die nordschwedischen Magnetit-Apatiterze stellt er hierher. In ihnen soll eine Abspaltung des Magnetitmagmas vom syenitischen Stammagma durch Reaktion

mit Kalken in größerer Tiefe erfolgt sein, worauf dann das Magnetit-magma abgepreßt und selbständig intrudiert wurde.

[Der Aufsatz enthält beachtenswerte neue Gesichtspunkte zur Systematik der Lagerstätten. Er unterscheidet aber auch wieder nicht zwischen reinen und gemischten Lagerstättentypen. Zu den letzteren gehören doch zweifellos die Gruppen I. 2 und II. 2 des Verf.'s, in denen mehrere lagerstättenbildende Konzentrationsvorgänge, die an und für sich unabhängig voneinander sind, zusammengewirkt haben. Eine strenge Systematik vertragen eben nur die lagerstättenbildenden Vorgänge, nicht aber ihre Produkte, worauf ich schon 1919 (Ref. dies. Jb. 1921. I. 143) hingewiesen habe. Ref.]

H. Schneiderhöhn.

Reuning, E.: Verbandsverhältnisse und Chemismus der Gesteine des „Bushveld Igneous Complex“ und das Problem seiner Entstehung. (Dies. Jb. 57. A. [Festschrift MÜGGE.] 631—664. 4 Taf.)

Trotzig, P.: Die Aufbereitungsmöglichkeiten südafrikanischer Platinerze und eine für den Betrieb anwendbare Methode. (Freiberg i. Sa. 1927. Verlag Ernst Maukisch.)

J. H. L. Vogt: Geology of the platinum metals. (Econ. Geol. 1927. 22. 321—355.)

Durch die Entdeckung der südafrikanischen Platinlagerstätten hat sich die Kenntnis von der Geochemie des Platins wesentlich erweitert. In Ergänzung früherer Arbeiten untersucht Verf., in welchen Lagerstättengruppen wir nunmehr eine wesentliche primäre Platin- und Platinoid-Anreicherung kennen. Er gibt folgende Einteilung:

I. Liquidmagmatische Lagerstätten, Untergruppe „Kristallisationsdifferentiate“¹, besonders von gediegen Platin in Duniten (und Pyroxeniten).

a) Uralischer Typus, in Duniten und nahe verwandten Pyroxeniten, welche ein Produkt der ersten Differentiation sind. Bei weiterer Differentiation innerhalb eines Dunitmagmas wurden Differentiate von Chromit gebildet, die öfters von gediegen Platin und etwas Osmiridium etc. begleitet sind. Diese Differentiate führen nur einen kleinen Teil der ursprünglichen Platinmenge des Dunitmagmas. Außer im Ural kennt man diesen Typus auch in Transvaal, wo er aber nur geringe wirtschaftliche Bedeutung hat.

b) Onverwacht-Typus, nach dem Vorkommen im Bushveld-Complex in Transvaal genannt. Er kommt in Hortonolith-Dunit vor und bildet unregelmäßige, grobkörnige und selbst pegmatitische Gänge und Schlieren innerhalb des Olivindunits, welche Rückstandsmagmen bei der Erstarrung darstellen. Nur ein kleiner Teil des ursprünglichen Platingehalts des gesamten Dunitmagmas wurde auf diese Weise angereichert. Der Durchschnittsgehalt des Hortonolith-Dunitsh dürfte 10 g Pt/t betragen.

¹ Bezeichnungsweise nach der Systematik des Ref. (Dies. Jb. 1927. I. A. 381—386.)

II. Liquidmagmatische Lagerstätten, Untergruppe „liquide Entmischungssegregate“ von Nickelmagnetkies in Noriten und ähnlichen Gesteinen. In bezug auf ihre Platingführung kann man zwei Typen unterscheiden:

a) Sudbury-Erteli-Typus, mit viel Sulfiden und sehr wenig Platinoiden, die in der Regel mehr Palladium als Platin enthalten. Auf 100 000 kg Ni kommen hier im Durchschnitt 1,5 kg Platinoide.

b) Merensky-Typus im Bushveld-Komplex, mit sehr viel höherem absolutem und relativem Platinoidgehalt. Auf 100 000 kg Ni kommen hier 150 kg Platinoide, also hundertmal mehr als im Typus Sudbury. Der sulfidische Norit enthält hier im allgemeinen nur 3—4 % Sulfide, aber über 5 g Platinoide auf die Tonne Gestein oder mehr als 100 g auf die Tonne Sulfid.

Den Unterschied im Pt-Gehalt führt Verf. auf den unterschiedlichen Sulfidgehalt zurück, weil die Sulfide als Verdünnungsmittel für Platin dienen. Auch stellt der Merensky-Horizont ein sehr weit getriebenes Differentiat dar, das nicht nur in sich den ursprünglichen Platingehalt der Nebengesteins-Norite, sondern auch der anorthositischen Norite und der Anorthosite vereinigt.

c) Die Vaalkop-Lagerstätte faßt Verf. ähnlich auf im Gegensatz zu der Ansicht von P. A. WAGNER. Es handelt sich hier um eine schmale Grenzfazies von Nickelmagnetkies mit Kupferkies und 6—17 g Pt/t an der Grenze zwischen Norit und kontaktmetamorphem Dolomit. WAGNER möchte die Lagerstätte als kontaktmetasomatisch auffassen, Verf. dagegen als eine Art intrusive Kieslagerstätte [was auch wohl richtiger sein dürfte. Ref.].

In anderen Lagerstätten, insbesondere in den pneumatolytischen und hydrothermalen Gruppen, finden sich nur ganz außerordentlich geringe Spuren von Platinoiden. Verf. gibt hierfür wie auch für die Platingehalte und die Zusammensetzung der eigentlichen Platingesteine eine große Anzahl von Analysen und Verhältniszahlen, welche den Aufsatz zu einem wertvollen Beitrag zur Geochemie der Platinmetalle machen.

H. Schneiderhöhn.

A. P. Coleman: The Magmatic Origin of the Sudbury Nickel Ores. (Geol. Mag. 63. 1926. 108—112.)

Die vorliegende Arbeit ist eine Entgegnung des Verf.'s auf die Behauptung GREGORY's, daß es sich in den Sudbury-Nickel-Vorkommen um eine Erzlagerstätte rein hydrothermalen Entstehung handle. GREGORY fußt seine Behauptungen vornehmlich auf der Ausscheidungsfolge der Mineralien, läßt aber die Feldbeobachtungen völlig unberücksichtigt — die magmatische Entstehung direkt beweisen. In unmittelbarer Nachbarschaft des größten Minenbetriebs, Creighton, findet sich ein 600 Yards breiter Pyrrhotit-Norit-Gürtel von $\frac{3}{4}$ Meilen Länge, welcher annähernd $\frac{1}{2}$ % Nickel enthält, und Flecken feinverteilteren Erzes erscheinen im Norit in einem Umkreis einer weiteren halben Meile. Vielfach ist der Norit verwittert, aber oft so frisch, daß selbst Hypersthen noch nicht umgewandelt ist. Das Erz ist so fest eingeschlossen im Gestein und die Sulphide sind so scharf begrenzt von un-

veränderten Silikaten, daß ihre Natur als Ausscheidungen aus dem sich abkühlenden Magma außer Frage steht, und Eindringen von wässrigen Lösungen aus Klüften oder Spalten völlig undenkbar ist.

Verf. leugnet keineswegs, daß am Ende des Abkühlungsprozesses heißes Wasser und Dämpfe auf die Mineralien und das Erz einwirkten, streitet aber ab, daß das heiße Wasser die kleineren Partikelchen des sulfidischen Erzes durch Kubikmeilen von teils völlig frischem und spaltenfreiem Pyrrhotit-Norit hindurch transportiert haben könnte. **H. P. T. Rohleder.**

C. E. Wegmann: Über das Bornitvorkommen von Saint-Véran, Hautes-Alpes. (Zs. prakt. Geol. 36. 1928. 19—28. 36—43.)

Die Bornitlagerstätte liegt im Tale des Torrent d'Aigblanche, eines Nebenflusses des Guil im Gebiet der Durance, ungefähr 6 km hinter Saint-Véran in 2400 m Höhe im Gebiet der Glanzschiefer (schistes lustrés, calcescisti, Bündner Schiefer), einer Serie von Kalkglimmerschiefern, Kalken, Phylliten usw., welche sich durch die ganzen Westalpen zieht, unter dem Rande der Ostalpen verschwindet und in den Tauern wieder erscheint.

Das Erzmagma entstammt den alpinen Ophiolithen, die während der Faltung hauptsächlich auf flachliegenden Scherflächen vordrangen. Die Glanzschiefer waren schon vor der Intrusion gefaltet und zwar im Stile der Kleinfaltung. Sie wurden nachher noch weiter durchbewegt. Durch die insubrische Phase wurde die Zufuhr nach der Intrusion abgedrosselt. Diesen Ereignissen entsprechen verschiedene Mineralfaziesgesellschaften:

Die metamorphe Faziesgesellschaft der Glanzschiefer.

Die primäre Fazies der Ophiolithe (Wehrlite, Dunit, Lherzolithe, Pyroxengabbros, Saussuritalitgabbros, Glaukophangabbros, Eklogite, Porphyrite, Diabase, Spilite), sowie ihre Kontaktfazies (verquarzte, albitisierte, glaukophaniserte, vererzte Schiefer).

Die metamorphe Faziesgesellschaft der Ophiolithe (Saussuritalitgabbros, Glaukophangesteine, Serpentine, Chloritschiefer, Talkschiefer, Prasinite in verschiedener Ausbildung, sowie die metamorphen Produkte ihrer Kontaktfazies).

Infolge des besonderen Chemismus des Stammagmas und der chemisch-physikalischen Bedingungen breitet sich die Faziesgruppe der blauen Amphibole über große Räume aus. Durch den Vorgang der Silikatmetasomatose läßt sich ein Teil derselben erklären. Die Glaukophanisierung ist einerseits eine Uralitisierung, andererseits kann sie als Gegenstück zur Albitisierung (Spilitisierung) aufgefaßt werden. Sowohl Spilitfazies und Adinolbildung, als auch Glaukophanfazies kommen in den alpinen Ophiolithen vor.

Das Erz von Saint-Véran gehört zur Glaukophanfaziesgruppe. Die Bildung wird erklärt durch die Theorie FREEMAN's und SPURR's von den Alkalisulfosalzen. Eine im Verhältnis zum Schwermetallgehalt geringe Schwefelmenge ist bezeichnend für das Erzmagma und darf z. T. auch für die Glaukophanbildung verantwortlich gemacht werden. Sie scheint charakteristisch für die westalpine Magmenprovinz zu sein. Sie ist auch ausgezeichnet

durch einen relativ hohen Alkaligehalt. Wurzelwärtige und stirnwärtige Partien der Ophiolithe neigen zur Glaukophanfaziesgruppe, und zwar auf verschiedenen Wegen, in den wurzelwärtigen Teilen über die eklogitische Fazies. Aus ihr muß der Chemismus der Ophiolithe (relativ hoher Na-Gehalt) verstanden werden, sowie ihre Eigenart als metallogenetische Provinz.

Der Magnetit fiel wahrscheinlich direkt aus der Silikatphase aus und zwar vor dem Glaukophan. Durch Sauerstoffüberschuß wurde er martitisiert und gleichzeitig bildet sich auch wenig Hämatit und der Glaukophan. Eisen fällt als Sulfid aus, vielleicht, nach seltenen Resten zu urteilen, zuerst als Chalcopyrit. An seine Stelle tritt jetzt der Bornit und Gemische, welche vielleicht einem anderen Fe-Cu-Sulfid entsprechen. Ein mit Salpetersäure geätztes Anschliffbild zeigt die Verwachsung von Bornit und Chalcocit, letzterer in großen Individuen mit lamellarer Struktur. GEIJER nimmt eine weitgehende Löslichkeit von Chalcopyrit, Chalcocit und eventuell Covellin in festem Bornit an. Er stellt für die schwedischen Bornitvorkommen fest, daß sich das Verhältnis Fe : Cu gradweise geändert habe. Der Magnetit soll die Cu-Lösungen reduziert haben. In Saint-Véran gibt es Anzeichen für ähnliche Vorgänge. Bei O-Überschuß werden Na, Fe und Si (aus dem Na-Thiosilikat) aus der Sulfidphase hinausgedrängt und damit wird die Verfestigung des Erzes eingeleitet. So lassen sich die Amphibolschichten um das Erz gut erklären. Gäbe es in der Sulfidphase Platz für alles Fe, so würde kein Amphibol gebildet werden, sondern das Nebengestein würde albitisiert.

Geologische Skizzen, Zeichnungen von Gangstücken und Anschliffbilder von Erzen erläutern den Aufsatz.

M. Henglein.

Kontaktpneumatolytische Lagerstätten.

Stillwell, F. L.: Observations on the mineral composition of the Broken Hill lode. (Australasian Inst. of Min. and Met. 926. No. 64. 76 p. 15 Taf.) Vgl. Ref. dies. Jb. 1928. I. 259—261.

Pneumatolytische Lagerstätten.

- Smith, H. H.: Fund av turmalin fra en norsk kistforekomst. (Norsk Geol. Tidsskr. 9. 1927. 234—238. — Ref. dies. Jb. 1928. I. 174.)
- Carstens, C. W.: Über das Auftreten von Turmalin in norwegischen Kiesvorkommen. (Norsk Geol. Tidsskr. 9. 1927. 331—336. — Ref. dies. Jb. 1928. I. 174.)
- Smirnov, S.: Le gîte de topazes rosées et dorées de Kotchkar dans l'Oural du Sud. (Mem. de la Soc. Russ. de Min. [2] 54. 1925. 3—20 Russisch m. französ. Ausz.) Vgl. Ref. dies. Jb. 1928. I. 235.
- Ahlfeld, Fr.: Los minerales de la Region metalifera de la Cordillera del Norte (Bolivia). (Revista Minera de Bolivia. 1. 102—113.) Vgl. Ref. dies. Jb. 1928. I. 249.

Kittl, E.: Mineral de Niquel de la mina „La Sorpresa“, Departamento de Cochabamba, Bolivia. (Revista Minera de Bolivia. 2. 274—276.)
Vgl. Ref. dies. Jb. 1928. I. 249.

— Genesis de los minerales estanniferos en Bolivia. (Revista Minera de Bolivia. 1. 1—24. 33—53.) Vgl. Ref. dies. Jb. 1928. I. 255/6.

F. Ahlfeld: Boliviens Wismutbergbau. (Metall u. Erz. 24. 1927. 353—356.)

Bolivien beherrscht seit über 50 Jahren den Wismutmarkt der Welt. Einziges primäres Erz von Bedeutung ist Wismutglanz. Neben Wismutocker spielen die anderen sekundären Oxydationserze nur eine geringe Rolle. Wismutglanz gehört zu den ältesten pneumatolytischen Mineralien der Gänge, isogenetisch mit Zinnstein, Wolframit, Magnetkies, Arsenkies, Turmalin. Die Gänge gehen oft in die hydrothermale Fazies über, wie das häufige Vorkommen von Pyrit, Kupferkies, Fahlerz, Zinnkies, Jamesonit, Bleiglanz und Chlorit als jüngere Mineralien zeigt. Das Vorkommen ist auf die Zinnprovinz der bolivianischen Ostkordillere beschränkt, die Lagerstätten fallen mit denen des Zinns und Wolframs zusammen. Die Gänge liegen in sauren Gesteinen, die als Quarzmonzonite oder Liparite und Dacite bezeichnet werden, und die wohl hypoabyssische Intrusiva sind, oder in ihren Kontaktöfen. — Eine Anzahl der wichtigeren Vorkommen wird beschrieben. Den Schluß machen wirtschaftliche Daten. Eine Karte ist beigegeben.

H. Schnelderhöhn.

Pneumatolytisch-hydrothermale Übergangslagerstätten.

Aubel, René van: Sur la présence d'uraninite cristallisée dans les gîtes uranifères de Kasolo (Katanga). (Compt. rend. hebdomadaire. 185. 1927. 586.)

— Sur la genèse des gîtes uranifères de Kasolo (Katanga). (Ebenda. 185. 1927. 654.) Vgl. Ref. dies. Jb. 1928. I. 232.

Matweiew, K. K.: Entdeckung des neuen Wolframerzrayons im Ural. (Nachr. über wiss.-techn. Arbeiten in d. Republik. 23. Leningrad 1928. 33—39. Russisch.) Vgl. Ref. dies. Jb. 1928. I. 238.

Sosedko, A.: Nouveaux gîtes d'antimonite et de cinabre au Ferghana. (C. R. de l'Acad. des Sci. de l'URSS. No. 12. 182—187. Russisch.) Vgl. Ref. dies. Jb. 1928. I. 239/40.

J. L. Gillson: Origin of the Vermont talc deposits. With a discussion on the formation of talc in general. (Econ. Geol. 22. 1927. 246—287.)

Die Talklagerstätten in Vermont sind die wichtigsten der Vereinigten Staaten. Sie kommen als Linsen in zwei N—S streichenden Zügen kristalliner Gesteine des mittleren und östlichen Vermont vor. Die meisten Linsen sind in oder in der Nähe von Serpentin, andere in Schiefen

oder Gneisen ohne erkennbaren Zusammenhang mit ultrabasischen Intrusivgesteinen. Überall ist mit dem Talk ein eisenhaltiger Dolomit eng verwachsen. Chlorit kommt ebenfalls darin vor, und bildet besonders aus den in den Schiefen liegenden Linsen stets die Salbänder. Als Übergemengteile treten auf: Turmalin, Biotit, Aktinolith und andere ähnliche Hornblenden, Apatit, Magnetit, Titanit, Magnetkies. Verf. hat zahlreiche Einzelvorkommen eingehend geologisch und mikroskopisch untersucht und kommt zu folgenden Schlüssen: Der Talk in den Serpentinesteinen hat sich erst nach der Serpentinisierung gebildet. Die Serpentine sind nicht durchbewegt. Talk verdrängt Serpentin, mit oder ohne Chlorit als Zwischenstufe. Isogenetisch mit dem Talk ist Dolomit und Aktinolith. In den sauren Schiefen oder Gneisen wurde stets das Nebengestein zunächst erst chloritisiert und aktinolithisiert und dann erst erfolgte die Bildung von Talk und Dolomit. Alle Verdrängungsstufen sind genau zu sehen. Dislokationsmetamorphose war bei der Bildung nicht beteiligt. Verf. schließt, daß die Bildung der magnesiareichen Mineralien durch pneumatolytisch-hydrothermale Lösungen erfolgte, die reich an Alkalien, Magnesia und Kohlendioxyd, aber arm an Kieselsäure waren. Das Stammagma, aus dem diese Lösungen herkamen, war wahrscheinlich granitisch, und die Serpentine stellen seine ersten ultrabasischen Differentiate dar. Der Charakter dieser Talklagerstätten wäre also nach dem Verf. der einer Art Übergangslagerstätte zwischen einer kontaktpneumatolytischen Magnesia-Skarnbildung und einer heiß-hydrothermalen Nebengesteinsumwandlung, welche letztere manche Ähnlichkeiten mit den ostalpinen Eisenspatstöcken hätte.

Im Anschluß daran behandelt Verf. noch eine große Anzahl anderer nordamerikanischer Talklagerstätten und streift auch einige alpine. Er findet meist dieselben Erscheinungsformen und glaubt, daß die meisten Talklagerstätten wie die von Vermont pneumatolytisch-hydrothermale Verdrängungen in Serpentin und Schiefen und Gneisen seien ohne wesentliche Beteiligung der Dislokationsmetamorphose. [Das dürfte für die alpinen Talklagerstätten nicht zutreffen, obgleich auch dort eine Zufuhr von Mg-reichen Lösungen möglich oder wahrscheinlich ist. Vgl. Ref. dies. Jb. 1926. I. A. 291—292, Arbeit von L. PARKER über Talklagerstätten bei Disentis. Ref.]

H. Schneiderhöhn.

E. H. Davison: Recent evidence confirming the zonal arrangement of minerals in the Cornish Lodes. (Econ. Geol. 22. 1927. 475—479.)

Der Aufsatz beschäftigt sich auf Grund der neuesten Arbeiten mit den lateralen Faziesabfolgen in den Cornwaller Zinnlagerstätten. Der Gegenstand ist, meist schon unter Benutzung desselben Schrifttums, in wesentlich modernerer Weise soeben durch A. CISSARZ in dies. Jb. Beil.-Bd. LVI. A. 1927. 99—274 dargestellt worden.

H. Schneiderhöhn.

L. Duparc: Sur les gisements platinifères du Wyoming. (C. R. Soc. Phys. et Hist. nat. Genève. 41. 1924. 102—104.)

Verf. untersuchte einige Gesteinsproben einer kürzlich aufgefundenen Platinlagerstätte der Centennial-Hügel, ungefähr 20 Meilen westlich von Laramie gelegen. Das Platin soll hier an Sulfide gebunden gangförmig auftreten. Das Hauptgestein ist ein Amphibolit, der von einem diopsidführenden Kontaktkalk begleitet wird. Der Amphibolit soll von platinhaltigen Gängchen und Adern durchsetzt sein. In einem Bruchstück einer solchen Ader fand sich neben grüner Hornblende ein roter Granat oder Spinell, in einer feinkörnigen Grundmasse von Quarz eingebettet. Stellenweise ist das Gestein von bräunlichen opaken Körnchen gespickt. Sulfide wurden im vorliegenden Material nicht gefunden.

M. Reinhard.

M. J. Buerger and J. L. Maury: Tin ores of Chocaya, Bolivia. (Econ. Geol. 22. 1927. 1—13.)

Es werden Zinnerze der Minen Las Anicuas und Oploca beschrieben, die als ausgezeichnete Kokardenerze ausgebildet sind. Die Erzgänge sitzen in einem Rhyolith auf. Die Altersfolge in den Erzgängen ist (vom ältesten Mineral angefangen): Pyrit, Arsenkies, Quarz I und Zinnerz, Kupferkies, Zinnkies, Zinkblende, Bleiglanz, Fahlerz, Silber und Silberwismutglanz (Matildit), Jamesonit und Quarz II. Alle Mineralien kommen in konzentrischen Bändern vor, die um Nebengesteinsbruchstücke sich herumlegen. Quarz II, der alle übriggebliebenen Hohlräume ausfüllt, ist auch in sich ausgezeichnet gebändert und zeigt chalcedonartiges Aussehen. Er ist augenscheinlich aus SiO_2 -Gel entstanden, so daß die Lagerstätte, die mit pneumatolytischen Mineralien anfängt und mit hydrothermalen endet, eine sehr rasche Abkühlungsgeschwindigkeit andeutet.

H. Schnelderhöhn.

Hydrothermale Lagerstätten.

Palache, Ch.: The occurrence of cinnabar in Dutch Guiana. (The Am. Mineral. 12. 1927. 88/9.) Vgl. Ref. dies. Jb. 1928. I. 252.

F. F. Grout and G. M. Schwartz: An alunitic gold ore in the Black Hills. (Econ. Geol. 22. 1927. 369—373.)

Eine kleine Goldlagerstätte ist geknüpft an eine brecciöse Zone in einem tertiären Porphyrlakkolith. U. d. M. sind noch viele unzersetzte Orthoklaseinsprenglinge vorhanden, in einer Grundmasse aus frischem Orthoklas, Sericit, Quarz, Pyrit und Alunit. Es ist eine deutliche Altersfolge der hydrothermalen Zersetzungen festzustellen: zunächst erfolgte die Pyritisierung, Sericitisierung und Verquarzung, später erst die Alunitbildung. Alunit bildet oft Höfe um Pyrit und verdrängt allmählich auch die Feldspäte. Verf. haben kein Anzeichen dafür gefunden, daß Alunit ein oxydatives Verwitterungsprodukt ist und glauben, daß es aus den letzten azendenten sauren Lösungen stammt, die vielleicht schon etwas vadoses Wasser beigemischt hatten.

H. Schnelderhöhn.

W. Lindgren: Paragenesis of minerals in Butte veins. (Econ. Geol. 22. 1927. 304—307.)

Zur Ergänzung der Arbeit von AGAR über denselben Gegenstand (Ref. dies. Jb. 1927. II. A. 315—316) gibt Verf. einige vorläufige Ergebnisse seiner mehrjährigen Untersuchungen in Butte. Während AGAR mehr Wert auf gleichzeitige Bildung innerhalb gewisser Mineralgruppen gelegt hatte, betont Verf., daß eine bestimmte Altersfolge innerhalb aller azsenderter Mineralien die Regel sei, sowohl infolge Absatzes in offenen Gangspalten als auch durch Verdrängungen im geschlossenen Gangraum. Als vorläufiges Alters- und Parageneseschema der Erzgänge in Butte betrachtet er folgendes:

1. Quarz, als ältestes Mineral, dessen Bildung während der ganzen übrigen Mineralbildung andauerte.
2. Pyrit.
3. Zinkblende.
4. Enargit.
5. Kupferarsenfahlerz. Verdrängt häufig Enargit.
6. Buntkupfer. Verdrängt alle vorhergehenden Mineralien.
7. Kupferkies. Seine Altersstellung ist schwierig zu entziffern. Z. T. zweifellos Entmischungsprodukt aus Zinkblende und Buntkupfer, z. T. aber auch selbständig.
8. Bleiglanz. Vielleicht z. T. mit dem selbständigen Kupferkies gleichalterig.
9. In dem Zinkgebiet der Butte-Gänge, wo die Kupfererze z. T. fehlen, erfolgte einmal eine starke Durchbewegung der Gänge und eine Verkittung der Breccien mit gegenseitig feinverwachsenem Manganspat und Rhodonit, zu dem ein etwas jüngerer Quarz II noch kommt.
10. Pyrit II gangförmig in den Manganmineralien.
11. Kupferkies II ebenfalls.
12. Fe-Mn-Ca-Mg-Carbonate in Drusen.
13. Dolomit.
14. Kalkspat.
15. Schwerspat.
16. Kupferglanz. } Beide jüngste Kupfersulfide werden vom Verf.
17. Kupferindig. } als azsident aufgefaßt.

Im allgemeinen ist die Entwicklung in der kupferreichen Zentralzone und den zinkreichen äußeren Zonen dieselbe, nur mengenmäßig verschieden.

H. Schneiderhöhn.

W. B. Jewell: Mineral deposits of the Hyder District, southeastern Alaska. (Econ. Geol. 22. 1927. 494—517.)

Die ältesten Gesteine der untersuchten Gegend (in der Nähe der kanadischen und U.S.A.-Grenze in Alaska) bestehen aus Grauwacken, Schiefen, Tuffen mit seltenen Quarziten und Kalken und lokalen Andesitdecken. Alle Gesteine sind stark gefaltet und anscheinend jurassisch. Sie werden intrudiert von dem Texas-Batholithen, einem stellenweise primär parallelstruierten

Granodiorit, der mit den Sedimenten sehr stark verzahnt ist. Eine jüngere Intrusion bildet der Küstenkettenbatholith, bestehend aus körnigen Quarzmonzoniten und Granodioriten. Alle wichtigeren Lagerstätten hängen genetisch und räumlich mit dem älteren Texas-Batholith zusammen, während im Gefolge des jüngeren Küstenkettenbatholithen hier in Alaska (im Gegensatz zum südlicheren Britisch-Columbia!) nur unbedeutende und seltene Mineralgänge hochkamen.

Die Lagerstätten beschränken sich praktisch auf eine 500 m breite Kontaktzone des Texas-Batholithen mit den älteren Sedimenten. Etwa $\frac{1}{3}$ kommt im Batholith, $\frac{1}{3}$ genau am Kontakt und $\frac{1}{3}$ im sedimentären Nebengestein vor. Es sind Spaltengänge (meist im Granodiorit), Imprägnations- und Verdrängungslagerstätten und mineralisierte Bewegungs- und Zertrümmerungszonen vorhanden. Im Texas-Batholith selbst sind praktisch nur Spaltengänge mit vorwiegend Quarz, Au- und Ag-haltigem Bleiglanz, Kupferkies und Pyrit. Im Gegensatz dazu überwiegen im Nebengestein die Verdrängungslagerstätten und mineralisierten Trümmerzonen. Sie enthalten zumeist Arsenkies, Magnetkies, Kupferkies und Zinkblende, während Bleiglanz zurücktritt. Der Gold- und Silbergehalt ist in ihnen gering. In allen Lagerstättenformen herrschen reiche Erzfälle vor. An zahlreichen Stellen sind deutliche makroskopische und mikroskopische Durchbewegungsanzeichen in den Erzen zu bemerken, mit Zerbrechungen der spröderen und „plastischer“ Bewegung der weicheren Erze, wie sie in den letzten Jahren von zahlreichen, besonders amerikanischen Lagerstätten und neuerdings vom Rammelsberg beschrieben wurden. Die Nebengesteine der Gänge sind stets mit Pyrit imprägniert und lokal stärker in Quarz, Chlorit und Sericit, oft auch in Carbonate umgewandelt. Für die Paragenesis ist noch bemerkenswert, daß die höherthermalen Mineralien, wie Arsenkies, Magnetkies, Zinkblende, in den Nebengesteinen auftreten, während die niederthermalen Mineralien, Bleiglanz, Fahlerz und andere Silbererze, sich im Granodiorit vorfinden. Von Einzelheiten sei noch das häufige Auftreten von eigenartigen skelettförmigen Zinkblendesternchen in Kupferkies erwähnt, wie sie von amerikanischen Autoren aus Ivigtut und Ducktown, von RAMDOHR aus schwedischen Erzen beschrieben wurden und wie ich sie neuerdings massenhaft in den älteren hochthermalen Teilen der Erzgänge von Kupferberg in Schlesien feststellen konnte. Es sind dies anscheinend Entmischungsskelette und deuten stets eine sehr hohe Bildungstemperatur an. In demselben Sinn wird ja auch der hier häufig vorkommende Cuban gedeutet. Im Erzmikroskop konnten 5 Mineralien nicht identifiziert werden [eines kommt nach den genau übereinstimmenden Eigenschaften auch in Kupferberg vor und wurde von mir, z. T. erst auf quarzspektrographischem Weg, als Geocronit festgestellt. Ref.].

H. Schneiderhöhn.

A. M. Bateman: Ore deposits of the Rio Tinto (Huelva) District, Spain. (Econ. Geol. 22. 1927. 569—614.)

Verf. gibt auf Grund des Schrifttums, eines eigenen Besuchs der Lagerstätte und der Untersuchung eines großen Materials mit Hilfe des Erz-

mikroskops eine erschöpfende Darstellung der weltbekannten Lagerstätten, die wohl die gegenwärtig beste und umfassendste genannt werden muß. Er kommt zu folgenden Ergebnissen: Die Sierra Morena, zu der der Huelva-Distrikt gehört, ist von einer älteren Peneplain eingeebnet, die seit geraumer Zeit wieder reif zerschnitten ist. Der peneplainschaffende Erosionszyklus hat die Lagerstätten der Hauptsache nach zutage gebracht, zu geringerem Teil hat dies der heutige Erosionszyklus weiter fortgesetzt. Beide schufen die physiographischen Vorbedingungen für die Ausbildung einer stark ausgeprägten Oxydations- und Zementationszone. Das Nebengestein wird von Culmschiefern gebildet. Porphyre und Diabase sind während der jungcarbonisch-permischen Faltungsperiode in die Schiefer eingedrungen, meist parallel zur Schieferung, und sind selbst noch schwach durchbewegt worden. Es gibt eine große Anzahl von Erzlagerstätten im Distrikt. Sie liegen im Schiefer oder im Porphyr oder an den Grenzflächen Schiefer—Porphyr oder Schiefer—Diabas. Stets liegen sie auf Scher- und Durchbewegungszone als langgezogene Linsen. Ihre Größe schwankt und beträgt im Maximum 1700 m Länge und 250 m Mächtigkeit. Die größte bekannte Tiefe ist 550 m. Alle Erzkörper bestehen aus nahezu reinen Sulfiden. Sie werden umgeben von einer sulfidimprägnierten Zone von hochgradig sericitisch umgewandeltem Nebengestein. Das Haupterzmineral ist Pyrit. Daneben sind geringe Mengen anderer Sulfide vorhanden, von denen Kupferkies die häufigste und wichtigste ist. Seltener, bis in Spuren wurden noch folgende primären Erze nachgewiesen: Zinkblende, Bleiglanz, Arsenkies, Fahlerz, Enargit, Luzonit, Famatinit, Chalkostibit, Whitneyit, Umangit (?), Ullmannit, Hauchecornit und vielleicht Berthierit, dazu noch 3 nicht bestimmbare. Gewonnen wird aus dem Erz Schwefel und Kupfer und geringere Mengen Blei, Silber und Gold. Das Schmelzerz hat $2\frac{1}{2}$ % Cu, das Laugeerz 0,5—2,2 Cu, beide 30—50 % S. Ferner wird noch unterschieden: kupferhaltiges Schwefelerz mit 2 % Cu und 55 % S und reines Schwefelerz ohne wesentlichen Kupfergehalt. Von selteneren Metallen sind Gold, Silber, Wismut, Nickel, Kobalt, Antimon und Selen nachgewiesen.

Eine deszendente Zementationszone ist nicht sehr mächtig, aber wirtschaftlich wegen der erheblichen Cu-, Ag- und Au-Anreicherung sehr wichtig. Sie zeigt die normalen Erscheinungsformen. Als Zementationssulfide treten nur Kupferglanz und Kupferindig auf, daneben noch nach der Oxydationszone Rotkupfererz und Goethit. Goethit und „Hämatit“ gehören zu dem „fossilen eisernen Hut“, welcher der erwähnten Peneplain entsprach. Sie sind von der neuen Erosion angeschnitten und nur noch in isolierten Resten erhalten.

Auf die zahlreichen älteren Ansichten über die Entstehung der Huelva-Lagerstätten geht Verf. ausführlich ein. Nach eingehender Behandlung aller Erscheinungsformen entscheidet er sich dafür, daß die Kieslagerstätten von Rio Tinto aus normalen hydrothermalen Lösungen entstammen, welche aus demselben Magma wie die Intrusivporphyre stammen. Die Erzkörper sind aus diesen Lösungen durch weit-

gehende Verdrängung des verruschelten und beanspruchten Nebengesteins entlang der Durchbewegungszone entstanden. Zu demselben Typus rechnet er: Mt. Lyell (Tasm), Shasta County (Cal.), Kyshtim (Rußl.), Tyce (Brit.-Col.), Flin Flon and Mandy (Manitoba), Eustis Mine (Quebec), United Verde (Ariz.), Ellamar (Alaska), Besshi and Hitachi Mines (Japan). [Rammelsberg, den Verf. ebenfalls hierher rechnet, gehört auch nach den neuesten Arbeiten von FREBOLD und RAMDOHR sicher nicht diesem Typus an. — Es muß bemerkt werden, daß zu denselben Ergebnissen, auch auf Grund eingehender Lokalstudien und erzmikroskopischer Untersuchungen, schon 1914 H. v. SCOTTI gekommen war (Ref. dies. Jb. 1915. I. 368 und 1916. I. 79). Diese Arbeit ist dem Verf. entgangen. Im übrigen dürfte diese zuerst von v. SCOTTI scharf präzierte und exakt nachgewiesene hydrothermale Entstehung, die BATEMAN jetzt wieder so nachdrücklich betont, unbestreitbar sein. Ref. kann auf Grund einer eingehenden Durcharbeitung des großen, von KLOCKMANN und v. SCOTTI stammenden, im Aachener Institut befindlichen Materials die Folgerungen dieser beiden Forscher nur bestätigen. Ref.]

H. Schnelderhöhn.

O. Hynle: Montanistisch-geologische Verhältnisse des Erzreviers von Staré Hory (Altgebirge) und Špania dolina (Herrengrund) in der Slowakei. (Sborník Stát. geolog. ústavu Československé republiky 3. 283—321. Mit 1 geolog. Karte und 7 Profilen im Text. Čechisch, französische Zusammenfassung. Praha 1923.)

—: Über das Alter und Zugehörigkeit der Erzformation in der Umgebung von Staré Hory und Špania dolina in der Slowakei. (Sborník Klubu Přírodověd. v Praze 1921—1922. Praha 1923. Čechisch mit französischer Zusammenfassung.)

—: Bericht über die neu eröffneten Gänge bei Staré Hory in der Slowakei. (Věstník Stát. geolog. ústavu Českoslov. republiky. 1. Hft. 2. 25—27. Čechisch mit französischem Auszug. Praha 1925.)

R. Kettner - O. Hynle: Tektonische Studien bei Motyčky und Jelence in der Slowakei. (Rozpravy Čes. Akad. Kl. II. 33. Nr. 22. Sep. 1—6. 1 geolog. Karte. 7 Profile und 2 Fig. im Text. Čechisch mit französischem Auszug im Bull. intern. de l'Ac. de Sci de la Boh. 1924. Praha 1924.)

Wegen den projektierten Wasserbauten bei Motyčky und Jelence sowie wegen den geplanten Bergbauarbeiten bei Staré Hory, Špania dolina, Ulmanka und Dolní Harmanec wurde die weitere Umgebung der genannten Orte (nordöstlich von Báňská Bystrica—Neusohl) neu geologisch kartiert. Das Gebiet liegt in der inneren Reihe der Kerngebirge von V. UHLIG und gehört den Starohorské pohoří und Revúské pohoří (Altgebirge und Revútzer Gebirge) an. In stratigraphischer Hinsicht werden folgende Formationen unterschieden:

1. Das Kristallinikum ist durch Orthogneise, muscovitische Paragneise und Glimmerschiefer, Talk- und Chloritschiefer vertreten.

2. Die Sedimente, welche als permisch angesprochen werden, besitzen in dem studierten Gebiet eine Mächtigkeit von etwa 350 m und werden in drei Etagen gegliedert. An der Basis ist ein Horizont der rötlichen Konglomerate entwickelt, welcher dann in grünliche Grauwackensandsteine und Konglomerate übergeht. In der zweiten Etage sind hauptsächlich rötlichbraune bis violettgefärbte glimmerige Sandsteine und Schiefer vertreten. Die dritte Etage ist wieder durch rötlichbraune quarzige bis grauackenartige Konglomerate und Sandsteine vertreten.

3. Das Mesozoicum beginnt in der studierten Gegend mit transgredierenden Werfener Schiefen, welche aber nicht in der nach V. UHLIG für die innere Reihe charakteristischen Ausbildung vertreten sind, sondern durch eine Fazies, welche eher derselben in der äußeren Reihe der Kerngebirge entspricht. Es sind kavernöse ockerartig gefärbte Dolomite und Kalksteine, welche mit Einlagerungen von Mergel- und glimmerigen Schiefen sowie mit weißen und rötlichen Sandsteinen rasch abwechseln.

Es folgt darauf eine mächtige Schichtenfolge der triassischen Kalksteine, welche infolge tektonischer Störungen teilweise im Kristallinikum, teilweise im Perm eingefaltet sind. Das unmittelbare Hangende konnte nicht festgestellt werden. Im tektonischen Fenster bei Motyčky wurden rote Tonschiefer (Keuper), graue Tonschiefer (vermutlich Kössener Schichten) und bunte Fleckenmergel (Lias) beobachtet.

Auf diesen Schichtenkomplex ist eine mächtige Serie von Dolomiten und dolomitischen Kalksteinen überschoben, welche hauptsächlich das Gebirge von Revúca aufbauen. Die Überschiebungsfäche konnte besonders gut gelegentlich der Wasserbauten bei Staré Hory und Jelence studiert werden. Diese Dolomite werden zum Trias gerechnet. Die überschobene Decke hat ihre eigene Detailtektonik, welche von derjenigen des Liegenden deutliche Abweichungen zeigt. Die Vorstellungen von dem Bau der ganzen Gegend werden durch eine Serie von Profilen anschaulich gemacht. Die Auffassung der tektonischen und teilweise auch der stratigraphischen Entwicklung ist nicht einheitlich und besonders in der gemeinsamen Publikation mit KETTNER kann man nicht unbedeutende Unterschiede von den früheren Veröffentlichungen konstatieren. Von den jüngeren Ablagerungen sind besonders mächtige Travertine bei Staré Hory zu erwähnen.

In bergmännischer Hinsicht ist das studierte Gebiet schon lange durch silberhaltige Kupfererze bekannt. Es handelt sich um sideritische, teilweise auch quarzige Gänge, welche als Erzminerale hauptsächlich Chalkopyrit und Tetraedrit, seltener Galenit und Antimonit führen. Als Begleitminerale sind weiter Baryt, Pyrit, Cölestin, Aragonit, Calcit und eine Reihe sekundärer Oxydationsprodukte bekannt. An zahlreichen Stellen bilden die N-S streichenden Gänge echte Stockwerke und, wo sie die syngenetischen Gipseinlagerungen der zweiten und dritten permischen Etage durchbrechen, kann man oft schöne Beispiele der Metasomatose konstatieren. Die quarzigen, teilweise auch goldhaltigen Gänge sind nach den Ausführungen des Verf.'s

deutlich jünger als die sideritischen Gänge. Verf. weist auf große Analogien der Erzvorkommen von Španí dolina (Herrngrund) mit denjenigen des Zips-Gömmörer Erzgebirges hin, betont ihren einheitlichen Charakter und will dieselbe in genetischen Zusammenhang mit der Granitintrusion des oberen Carbons zusammenbringen. Die Aktivität dieses magmatischen Herdes gab sich noch im Perm durch Absatz apomagmatischer Erze kund.

F. Ulrich.

Hydrothermale Verdrängungslagerstätten.

Fersmann, A. E.: Zur Morphologie und Geochemie von Tüja-Mujün. (Verh. f. Radium-Kenntnis. 3. 1927. 1—93. Russisch.) Vgl. Ref. dies. Jb. 1928. I. 237/8.

P. Geijer: Geological relations of the north african iron ores. (Econ. Geol. 22. 1927. 537—564.)

Die nordafrikanische Eisenerzregion liegt in Alger, Tunis, nördlich der Sahara und im Ostteil von Spanisch-Nordmarokko. Es stehen hier meist mesozoische und tertiäre Sedimente an, nur in einer Zone nahe der Küste kommen präcambrische und paläozoische Gesteine heraus. Die selteneren triassischen Gesteine umfassen Kalke mit viel Gips und Steinsalz. Liaskalke, die oft erzführend sind, sind weit verbreitet und landschaftsformend. Andere jurassische Gesteine sind nur in Spanisch-Marokko eisenerzführend. Weit verbreitet sind cretacische und eocäne Kalke. Die ganze Gegend gehört zum mediterranen tertiären Orogen. Eruptivgesteine sind unbedeutend. Es sind hauptsächlich drei Typen von Eisenerzlagerstätten vertreten:

1. Bilbao-Typus, Verdrängungslagerstätten, ursprünglich aus Eisenspat bestehend, jetzt in Eisenoxyd oxydiert. Wichtigster Typus, alle heute im Abbau befindlichen Gruben in Alger sowie Djerissa und Slatat in Tunis gehören dazu.

2. Hämatitschichten in Nordtunis (Douaria und Uefzas), die sedimentär in miocänen Schichten liegen sollen, und

3. kontaktmetamorphe Magnetit-Hämatiterze vom Monte Uixan in Marokko sind weniger von Bedeutung.

1925 betrug die Produktion in Alger 1,8 Millionen Tonnen und in Tunis 0,7 Millionen Tonnen. Die Hauptminen sind Ouenza, Beni Saf in Alger, Djerissa und Douaria in Tunis. Ouenza soll 30—75 Millionen Tonnen Vorräte haben, die anderen je ungefähr 20 Millionen. Das Erz ist Bessemererz mit 55 % Fe. Uixan in Marokko produzierte 1925 380 000 t, die Erzvorräte sind von derselben Größenordnung wie Ouenza.

Der Bilbaoerztypus ist in zwei Regionen verbreitet: einmal in der Küstenzone an der marokkanisch-algerischen Grenze nach O, gebunden an Liaskalke, und andererseits im Inland, entlang der Grenze zwischen Alger und Tunis in Aptkalken. Der Lagerstättencharakter ist derselbe. Das Erz bestand ursprünglich aus Eisenspat mit etwas Pyrit. Beide Erze sind in tiefen Aufschlüssen unter dem Grundwasserspiegel und in mikroskopischen Ver-

drängungsresten manchmal noch erhalten. Zumeist besteht das Erz in den heutigen Abbauen aus einem „Hämatit“, der u. d. M. die ursprüngliche Spattextur noch gut erkennen läßt (dem „campanile“ von Bilbao entsprechend). Verdrängungsreste von Siderit kommen noch vor, auch etwas neugebildeter Eisenspat. Eigentliche Brauneisenerze, vom Typus des „rubio“ in Bilbao, sind selten. Dagegen ist mancher Hämatit zweifellos primär. Quarz in hexagonalen Prismen ist sparsam durchs Erz verteilt als Hauptlagerart. Verf. konnte bemerkenswerte Zusammenhänge zwischen der Tektonik und der Vererzung feststellen. Infolge einer Art Gitterfaltung sind in der Algier-Tunis-Gruppe domförmige Apt-Antiklinal-Gebiete, an die die Lagerstätten gebunden sind. Die azendenten Mineralösungen konnten hier am besten hochdringen und fanden zugleich in den Aptkalken die zur metasomatischen Vererzung günstigsten Gesteine. Daß die Lösungen azendent-hydrothermal waren, geht aus einer ganzen Anzahl Beobachtungen hervor. Die zugehörigen Eruptivgesteine stecken noch in der Tiefe. In derselben Gegend, aber nicht unmittelbar in den Eisenerzlagerstätten, ist auch eine etwas jüngere sulfidische Erzgeneration mit Cu-, Pb-, Zn-, As-Erzen entwickelt.

Der Vergleich mit Bilbao zeigt in allem die größten Ähnlichkeiten.

In einem Anhang geht Verf. noch kurz auf die Uixan-Minen, die zum Distrikt Beni Bu Ifrur im östlichen Rif in Spanisch-Marokko gehören, ein. Sie sind Kontakterze an der Grenze Diorit—Kalk. Sie enthalten ungewöhnlich wenig SiO_2 und deshalb auch nur spurenweise Skarnerze. Haupterz ist martitisierter Magnetit. Wahrscheinlich gehören sie zur selben Metallprovinz wie die vorgenannten.

H. Schnelderhöhn.

Kurt Seidl: Die oberschlesische Zinkerzlagertätte. Zusammenhang zwischen Sohlenstein-Tektonik und Erzführung der Beuthener Erzmulde. (Sonderabdr. a. d. Zs. d. Oberschles. Berg- u. Hüttenmänn. Ver. in Kattowitz. 1927. 11./12. Heft. 35 p. 41 Abb.)

Die Blei- und Zinkerze in Oberschlesien sind an eine Zone des unteren Muschelkalkes gebunden, die stratigraphisch und tektonisch bemerkenswert ist. Es ist dies die Grenzzone einer kalkig-tonigen Schichtenausbildung des sog. „Sohlensteingebirges“ gegen den überlagernden Dolomit, den sog. „erzführenden Dolomit“. In diesem Dolomit, und zwar vorwiegend an oder in der Nähe seines Tiefsten, tritt die Erzführung auf. Der Sohlenstein, das Liegende der Erzlagen, ist normalerweise erzleer. Die Erzführung besteht vorwiegend aus Zinkblende, daneben tritt Bleiglanz und Markasit auf. Es bestehen zwei Hauptmulden, die Beuthener und die Tarnowitzer Erzmulde.

Verf. bespricht nach dieser allgemeinen Charakterisierung der Lagerstätte zunächst ausführlich ihre Stellung innerhalb der oberschlesischen Trias und deren Schichtenaufbau. Er lenkt dabei die Aufmerksamkeit auf die bisher kaum oder gar nicht bemerkte Erscheinung, daß die zwischen mächtigen Dolomit-Kalkpaketen

liegenden beiden Haupt-Tonhorizonte während der tektonischen Verbiegung des Gebiets als Hauptstörungshorizonte gewirkt haben. An ihnen fand ein örtlicher Bewegungsausgleich innerhalb des ungleichförmig zusammengesetzten, einer überelastischen Beanspruchung unterworfenen Schichtenverbands statt. Merkmale dafür sind: Gleitschichtung, Fließstruktur, Flaser-, Trümmer- und Breccienbildung, Verzahnung etc. Besonders heftig treten diese Ausgleichsbewegungen im Niveau der Sohlensteinoberfläche auf, wo der Gegensatz des milden, tonigen Liegenden gegenüber dem mächtigen Block des spröden hangenden Dolomits besonders kraß ist. Diese Trümmer- und Flaserzone ist die Zone der heutigen Haupterzlage. Ihre Abgrenzung gegen das relativ unbewegt gebliebene Hauptdolomitmassiv bildet das „Dach“ des schlesischen Erzbergmannes. Ferner ist diese Lage die Grenzzone wasser-durchlässiger hangender Schichten gegen wasserundurchlässige liegende Schichten. Sie ist deshalb zur Zirkulation bzw. Stagnation der Gebirgswässer und Erzlösungen und daher zum Lösungsumsatz, zur Mineralbildung und -umbildung ganz besonders geeignet.

In einem weiteren Kapitel bespricht Verf. die Einzelprofile und Einzelausbildung der Lagerstättenprofile. Stets hat das Haupterzlager folgendes einfache Schema (von unten nach oben):

1. Sohlensteinoberfläche.
2. Vitriolletten=toniger Rückstand vom Abrieb des Sohlensteins, meist vererzt.
3. Brecciöser und bankiger Dolomit mit Blendenestern.
4. „Lage“ oder „Dach“ mit Bleiglanzkrystallen = hangende Begrenzung des Erzlagers.
5. Bankiger Hauptdolomit.

Die Ausbildungsformen dieser einzelnen Profilmglieder werden ausführlich besprochen, unter Beigabe von zahlreichen Sonderprofilen, makroskopischen und mikroskopischen Gefügeabbildungen.

Eine zweite Erzlage ist innerhalb des hangenden Hauptdolomits, an der Grenzfläche des unteren grauen Dolomits gegen einen oberen roten Dolomit. Sie liegt 6—12 m höher als die Haupterzlage. Eine dritte Erzlage ist 30—40 m höher als die Sohlensteinoberfläche.

Die Zinkerzführung der Haupterzlage ist sehr gleichförmig und beträgt 6—8 % Zn. Zink ist vorwiegend an die Zonen einer splittigeren Zerteilung und an Breccienhölräume innerhalb des spröden Dolomits gebunden. Bleiglanz ist sehr wechselnd, er reichert sich außer an den fettigen Partien besonders an den Zonen erhöhter Wasserführung an, an hangendere Niveaus und an Sprünge. Solche Sprünge bewirken im allgemeinen nur eine örtliche Umlagerung des schon vorher im Gebirge gewesenen Metallgehaltes. Verf. lehnt die Theorie ab, daß diese Sprünge als erzzubringende Spalten gewirkt hätten. Besonders eingehend werden die sehr interessanten Vererzungsformen besprochen, die Verf. als „Aufblätte-

rungs-Blendenester“ und als „Stauchvererzungen“ und als Vererzungen in „Zerreiblagen“ bezeichnet, die alle im Zusammenhang mit der tektonischen Stellung dieser Erzzone stehen.

In ähnlicher Weise wird die Spezialanalyse der Vererzung in beiden hangenden Erzlagen durchgeführt. Es ergibt sich eine überaus klare Abhängigkeit der Gesteinsbeschaffenheit und der Erzführung in den einzelnen Erzlagen von der Tektonik der Sohlensteinoberfläche. Sie ist nicht nur im Kleinen, sondern auch im Großen überaus regelmäßig ausgebildet.

Verf. faßt seine Ergebnisse in folgenden Schlußfolgerungen zusammen:

Das Niveau der Hauptablagerung der oberschlesischen Zink- und Bleierze in der Beuthener Erzmulde ist ein tektonischer Horizont, gekennzeichnet durch weitgehende Verflaserung des (kalkig-mergeligen) „Sohlensteingebirges“ im Liegenden und durch Abspaltung von einzelnen Dolomitbänken sowie durch Trümmer- und Breccienbildung an der Basis des „Erzführenden Dolomits“ im Hangenden. Die Oberfläche des Sohlensteingebirges zeigt eine regelmäßige Aufeinanderfolge von Rücken und Depressionen, gewissermaßen eine „Flaserung im Großen“. Im Hinblick auf die Erzführung sind die Depressionszonen (Breccienzonen des Dolomits, Stauzonen) die Zonen der Erzanreicherung, die Zonen der Sohlensteinrücken hingegen (bankige Absonderung des Dolomits, Zerrzonen) die Zonen der Verarmung oder Vertaubung. Die Grenze des Bewegungs-Ausgleichsbereichs nach dem Hangenden zu und damit die Grenze der Erzführung der Haupterzlage im Erzführenden Dolomit überhaupt ist die sog. „Lagenfläche“ (das „Dach“), eine Bewegungsfläche tektonischer Entstehung. Ihr entsprechen innerhalb des hangenden Dolomits gleichartige Bewegungshorizonte, gleichfalls durch „Lagen“-Ausbildung gekennzeichnet, welche die Zonen der sog. „Hangenden Erzlagen“ abgeben. Die Erzführung in den Hangenden Erzlagen ist vorzugsweise an diejenigen Zonen gebunden, in welchen auf der Sohlenstein-Oberfläche die Depressionszonen auftreten.

Diese Erscheinungen sind am deutlichsten im westlichen Teil des Reviers zu beobachten, in welchem die allgemeine Erzführung des Gebirges geringer ist und der Gegensatz zwischen tauben und reichen Partien (Zerr- und Stauzonen) schärfer hervortritt als im östlichen Teil des Reviers.

Aus der gesetzmäßigen Abhängigkeit der Erzführung der Haupterzlage und der Hangenden Erzlagen von der Sohlenstein-Tektonik ergeben sich bestimmte Regeln für die bergmännische Untersuchung und Erschließung der Erzlagerstätte.

Der Abhandlung sind zahlreiche sehr interessante Profile, Karten und andere bildliche Darstellungen beigegeben. Sie stellt zweifellos einen sehr wichtigen Beitrag zur Kenntnis und richtigen Deutung der physikalisch-mechanischen Natur der oberschlesischen Blei- und Zinkerzlagerstätten dar. Es ist zu hoffen, daß Verf. in einer weiteren Abhandlung auch die mineralogisch-mikroskopischen Erscheinungsformen des Erzinzhalts und der Nebengesteine behandelt, um dann

eine abgeschlossene physikalisch-chemische Bildungsgeschichte der Lagerstätte zu entwerfen, auf die er in dieser Arbeit nicht weiter eingeht.

H. Schnelderhöhn.

A. Tornquist: Die Bleizinkerzlagerstätte von Rabenstein bei Frohnleiten im Murtales. (Post- und prätektonische Erzlagerstätten in den Ostalpen.) (Mitt. naturwiss. Ver. f. Steiermark. 63. 1927. 3—25. Mit 4 Textabbildungen.)

Die Lagerstätte befindet sich im obersten Teil einer Masse von carbonatreichen und stark verquarzten sericitischen „Grünschiefern“ [was ist das? — nach dem wenigen darüber Gesagten jedenfalls nicht das, was man gewöhnlich unter Grünschiefer versteht. Ref.]. Sie sind überschoben von kristallinem Kalk (Schöckelkalk silurischen [? nach neueren Feststellungen devonischen! Ref.] Alters), mit einer Zone von Graphitschiefern an der Basis, die mehrfach aussetzt; wo dies der Fall, verschwindet auch die Vererzung. Diese muß nach der Überschiebung erfolgt sein; sie betrifft wesentlich die kalkreichen Lagen des „Grünschiefers“. Jünger als Überschiebung und Vererzung ist eine energische Faltung; auf sie werden die starken Zertrümmerungs- und Auswalzungserscheinungen zurückgeführt, welche alle Mineralien der Lagerstätte betroffen haben, die eingehend beschrieben und abgebildet werden. [Daß es sich bei Calcit und Bleiglanz um eine plastische Deformation handeln soll, erscheint nicht einwandfrei nachgewiesen. Übrigens sind die Begriffe „Deformation“ und „Kataklase“ bzw. „Zerbrechung“ keine Gegensätze, als die Verf. sie gebraucht. Ref.]

Primär erfolgte die Vererzung durch metasomatische Verdrängung des Calcits der Carbonatlagen. Phasen der Vererzung: 1. Breunerit + wenig Pyrit; 2. Blende, die z. T. auch den Breunerit wieder verdrängt (und ihm ihren über 7 % betragenden Eisengehalt entnommen hat); 3. Bleiglanz (silberhaltig) + Quarz + wenig Pyrit; Hauptvererzung; Blende teilweise wieder resorbiert; 4. Baryt + wenig Bleiglanz; teilweise Resorption der älteren Mineralien; Zusammenbruch der Lagerstätte, deren eckige Trümmer der Baryt verkittet.

Lehrreich ist ein Vergleich mit der Lagerstätte von Bleiberg-Kreuth in Kärnten. Dort sind im wesentlichen dieselben Mineralien in ganz abweichender Reihenfolge gebildet worden; auch ist sie tektonisch ganz unbeeinflusst, also jünger als die letzte (mittelmiozäne) tektonische Phase in den Gailtaler Alpen. Die Rabensteiner Lagerstätte ist sicher älter als Miozän; wenn der Überschiebungsbau des Grazer Paläozoicums, wie Verf. annimmt, mittelcretacisch, so ist sie obercretacisch bis oligocän. Nach anderer [wohl besser begründeter! Ref.] Ansicht ist jedoch die Tektonik variszisch.

Cornelius.

A. Tornquist: Die Blei-Zinklagerstätte von Bleiberg-Kreuth in Kärnten. (Alpine Tektonik, Vererzung und Vulkanismus. Wien. Verlag J. Springer. 1927. 106 p. 31 Abb.)

In der Einleitung dieser schönen Lagerstättenmonographie wird kurz auf die wirtschaftliche Bedeutung und den gegenwärtigen bergbaulichen

Stand der Lagerstätte eingegangen. Dann wird kurz die geographische Lage erörtert und ausführlich die Stratigraphie und Tektonik des Gebiets behandelt. Die Lagerstätten treten allein im Wettersteinkalk auf, und zwar in seinen obersten Bänken, wo lokal schwach mergelige Einlagerungen vorhanden sind. Etwa 20—30 m darüber im Hangenden folgt mit scharfer Grenze der 15—30 m mächtige Tonschieferhorizont der Raibler Schiefer, dann folgt der Hauptdolomit. Auch die tieferen Triasschichten treten infolge der Bleiberger Überschiebung im oberen Bleiberger Hochtal heraus: Die roten Werfener Sandsteine, ferner Guttensteiner Kalk (= unterer Muschelkalk), Partnachmergel (= oberer Muschelkalk) und Wettersteindolomit, der nach oben in den 1000 m mächtigen Wettersteinkalk übergeht.

Der entlang des Bleiberger Hochtals streichende „Bleiberger Bruch“ ist eine Überschiebungsfäche. Sie streicht und fällt im großen und ganzen etwa gleichsinnig den erzführenden Kalkschichten, schneidet sie somit unter dem Tal nicht ab. Jünger als diese Überschiebung sind eine große Anzahl von Querstörungen, welche diagonal über das Tal durchsetzen. Die von ihnen begrenzten Schollen sind nach O immer mehr in die Tiefe versenkt, aber auch etwas im Streichen gedreht. Noch jünger als diese Querverwerfungen sind O—W-Klüfte. Sie dienen als Erzzubringer. Ihre Sprunghöhe ist im Gegensatz zu der der Querverwerfungen nur ganz unbedeutend.

Im engen Zusammenhang mit dieser Tektonik stehen nun die Erzkörper. Es sind flache Erzschläuche, die sowohl an einen stratigraphischen Horizont als auch an Klüfte gebunden sind. Verf. bezeichnet sie als „Scharungslager“. Diese Erzlagerstätten treten innerhalb der obersten 20—30 m des Wettersteinkalkes nur an den Stellen auf, wo die erwähnten jungen Ostwestklüfte durchstreichen. Das räumliche Bild der Scharungszonen der steil nach S geneigten Ost—West-Klüfte mit den SSW einfallenden oberen Bänken des Wettersteinkalkes ergibt steil nach SW einfallende Erzsäulen. Infolge der großen Zahl hintereinander folgender Ost—West-Klüfte verlaufen stets viele benachbarte Erzsäulen einander parallel und überdecken sich in den Grubenrissen in der Aufrißdarstellung teilweise. Die Erzsäulen sind 4—20 m dick, in der Schichtfläche etwas abgeplattet und reichen so weit in die Tiefe, daß die meisten von ihnen noch nicht durch Tiefbaue in ihrer Endigung festgestellt werden konnten. Im einzelnen ist die Gestalt immer unregelmäßiger „maschiger“, je flacher das Nebengestein einfällt, und wird mit steilerem Einfallen immer mehr zur geschlossenen Säule.

Alle Einzelbilder bis zum Handstück herunter zeigen aufs deutlichste das Bild der metasomatischen Verdrängung des Wettersteinkalkes durch die Erze und ihre nichtmetallischen Begleiter. Dabei fing die Vererzung an als echte Gangbildung, als Kluftausfüllung und brecciose Erzbildung auf den Ost—West-Klüften. Sie geht aber im weiteren Fortschreiten in metasomatische Pseudobreccien und völlige Verdrängungsstöcke über. An ihrer Peripherie findet sich oft eine rhythmisch im Kalk fortschreitende Diffusionsbänderung in Form von Bändern von Blende, Flußspat oder Schwerspat im Kalk. Verf. bezeichnet dies mit dem sprachlich wohl nicht ganz richtigen und auch sachlich nicht gerechtfertigten Namen „Schich-

tungsmetasomatose“, denn er betont ausdrücklich, was auch durchaus zutreffend ist, daß diese Bänder keineswegs die Abbildung der stratigraphischen Schichtung sind. Weitere Erscheinungsformen der Erzführung sind auch die Wulfenitnester, welche Verf. mit vollem Recht entgegen der früher ausgesprochenen Ansicht von KRUSCH als primäre Bildungen bezeichnet. Lokal finden sich endlich noch Anhydritnester.

In einem weiteren Abschnitt werden die mikroskopisch-mineralogischen Erscheinungsformen der Erze sehr ausführlich dargestellt und besprochen. Verf. kommt zu dem Ergebnis, daß im ganzen 5 mineralbildende und -umbildende Phasen vorhanden waren:

I. Durch alkalische Lösungen wurde der Wettersteinkalk randlich umkristallisiert und in grobkörnigen Kalkspat und Breunerit umgewandelt.

II. Durch alkalische Lösungen, welche $\text{Pb Cl O}_3 + \text{H}_2\text{S}$ und lokal Ba Cl_2 enthielten, entstand durch Reaktion mit dem Kalk das Haupterz, der Bleiglanz, lokal mit Schwerspat.

III. Schwach saure bis neutrale Lösungen verdrängten Kalk, Kalkspat und Bleiglanz. Sie enthielten Zn, sowohl als Zn F_2 und Ba F_2 , und setzten Flußspat, Schalenblende, Schwerspat, Zinkblende, Bitumen und Markasit ab. In dieselbe Phase gehört die Wulfenitbildung.

IV. Saure Wasser zersetzten stellenweise den Kalk zu Anhydrit und Markasit.

V. In der Fortsetzung der Ost—West-Klüfte wurde der Kalk durch schwache CO_2 -Wässer zu Kalkspatgängen und Kalkbreccien umkristallisiert.

In dem weiteren Abschnitt über Ursprung und Alter der Lagerstätte wird die Lagerstätte zu den tele- oder apomagmatischen metasomatischen silberarmen Blei-Zink-Lagerstätten gestellt. Allem Anschein nach entstammen die Minerallösungen demselben Magma, aus dem auch die pontischen Basalte am Ostrand der Alpen herzuleiten sind. Der Vererzungsvorgang dürfte vielleicht schon im Jungsarmatikum begonnen, im mittleren und oberen Pontikum seine Hauptentwicklung erreicht haben und dann zum Abschluß gekommen sein.

In einem letzten Abschnitt bespricht Verf. die regionale Bedeutung der gewonnenen Ergebnisse für die Tektonik und Vererzung der Gailtaler Alpen und Karawanken. In diesen Gebieten gibt es eine große Anzahl weiterer Lagerstätten, welche ähnliche mineralogische und tektonisch-stratigraphische Erscheinungsformen zeigen, in denen Vererzung und Tektonik ähnlich verknüpft sind, so daß die Bildungsverhältnisse zweifellos ähnlich waren.

Es ergibt sich also auch am Südrand der Ostalpen eine schöne geschlossene „im weiteren Sinne magmatische“ Lagerstättenprovinz, welche im engsten Zusammenhang mit der Tektonik steht. **H. Schnelderhöhn.**

L. Duparo: Les gisements des environs d'Oujda (Maroc). (C. R. Soc. Phys. et Hist. nat. Genève. 41. 1924. 14—17.)

Ungefähr 10 km südöstlich von Oujda (mittlerer Atlas) treten in jurassischen dolomitischen Kalken Bleiglanznester auf. Die Kalke haben eine

Mächtigkeit von 65—100 m, sie ruhen auf einem 125—150 m mächtigen Komplex von grauen, gipshaltigen Mergeln und sind entweder flach oder schwach gewellt. Die Erzimprägnationen und metasomatischen Verdrängungen treten nur sporadisch auf und lassen sich in drei Niveaus verfolgen, von denen eines im Liegenden des Kalkhorizontes auftritt, ein zweites ungefähr die Mitte einnimmt und das oberste im Hangenden des Kalkplateaus erscheint. Das Erz wird an Ort und Stelle konzentriert; die Produktion ist nur gering. Die Lagerstätten wurden schon von den Römern ausgebeutet.

M. Reinhard.

Lagerstätten des äusseren Kreislaufes.

Verwitterungslagerstätten.

W. F. Gisolf: De ontstaanswijze der ijzerertsen van Soengei Doewa. (De Mijningenieur. 9. 1928. 57—58.)

Erwiderung auf RUTTEN's Einwände gegen des Verf.'s Erklärung der Genese der Eisenerze im Koekoesan-Gebirge (Borneo) (vgl. Ref. dies. Jb. Ref. B. 1925. II. 55—56, und über L. RUTTEN, Voordrachten usw. (dies. Jb. 1928 III, 91—100).

Von wesentlicher Bedeutung bei der Entstehung der Erze ist im vorliegenden Falle, daß in den Tropen Serpentine sehr schwer, Peridotite dagegen sehr leicht verwittern. Auch Chlorit verwittert leicht zu Eisenerz. Wenigstens in den Tropen ist Serpentin zweifellos kein Verwitterungsprodukt von Peridotit.

Der große Unterschied in der Bildung der Eisenerze des VERBEEK-Gebirges und des Soengei Doewa beruht nach Verf. darauf, daß ersteres Gebiet aus Peridotit und letzteres aus Serpentin besteht. **F. Musper.**

Schornstein, W.: Die Rolle kolloider Vorgänge bei der Erz- und Mineralbildung, insbesondere auf den Lagerstätten der hydrosilikatischen Nickelerze. (Ab. prakt. Geol. u. Bergwirtschaftslehre. 9. 1927. 1—87. — Ref. dies. Jb. 1928. I. 187—190.)

H. Harrassowitz: Bauxitstudien. (Metall und Erz. 24. 1927. 181—183.)

Verf. gibt folgende Zusammenfassung:

1. Unter dem Begriff Bauxit verbergen sich zwei praktisch besonders durch den Wassergehalt verschiedenen Gesteine: Bauxit im engeren Sinne, wesentlich aus Tonerde-monohydrat bestehend, und Laterit, wesentlich aus Tonerde-trihydrat bestehend. Für die Gesamtheit der aus Tonerdehydrat bestehenden Gesteine wird der Name Allit vorgeschlagen. Laterit kann in älteren Formationen in Bauxit übergehen.

2. Die an Kalke gebundenen Bauxite liegen durchweg an Diskordanzen mit Trockenlegungen und erweisen sich dadurch als festländischer Entstehung.

3. Da in den Karstgebieten keine oberflächliche mechanische Abtragung, vielmehr nur chemische Korrosion möglich ist, sackt der Bauxit ausbiß lang-

sam in den liegenden Kalk ein. Neben den normal eingeschichteten Lagerstätten entstehen daher sekundäre, die sich allmählich zu isolierten Nestern entwickeln können.

H. Schnelderhöhn.

H. Harrassowitz: Die weltwirtschaftlich wichtigste Bauxit-*ausbildung*. (Metall und Erz. **24**. 1927. 589—591.)

Infolge der großen Steigerung der Bauxitförderung bahnen sich langsam Verschiebungen in der Herkunft an. In absehbarer Zeit werden die europäischen Tonerdemonohydrat-Lagerstätten erschöpft sein. Dann wird der tropische Laterit, das Tonerdetrihydrat vorderindischer Ausbildungsform weltwirtschaftliche Bedeutung erlangen.

H. Schnelderhöhn.

Geo J. Adams: Bauxite deposits of the southern States. (Ec. Geol. **22**. 1927. 615—620.)

Verf. will zeigen, daß die Bauxitlagerstätten in den Südstaaten unter besonderen physiographischen und klimatischen Bedingungen entstanden sind und alle ungefähr dasselbe Alter haben. In der Appalachen-Gegend kommt Bauxit meist in Taschen und Hohlformen vor, die in paläozoischen Dolomiten und Kalken liegen. Sie gehören der spätereocänen vollkommen ausgereiften Fastebene an, die in weiten Stücken heute noch erhalten ist. In den „coastal plains“ sind die Bauxite an eocäne Sedimente geknüpft und kommen meist schichtig, seltener taschenförmig vor. Mit Bauxit kommt Eisencarbonat vor. Die Eocänschichten sind flache Süßwasserseeablagerungen und enthalten auch Braunkohlen. Die Pflanzenreste deuten auf ein ausgesprochen tropisches Klima. Für beide Gruppen glaubt Verf. dieselben Entstehungsbedingungen annehmen zu können: Stark humides Tropenklima und völlig eingeebnete Fastebene bzw. flache Süßwasserbecken. Zeitlich dürften alle diese Vorkommen in den Südstaaten ineinander übergehen.

H. Schnelderhöhn.

G. A. Thiel: The enrichment of bauxite deposits through the activity of microorganisms. (Econ. Geol. **22**. 1927. 480—493.)

Es wurden Lösungsversuche mit verschiedenen Tonen, Kaolinen und Schiefen in moderigem Quellwasser angestellt. In der einen Versuchsserie waren alle verwandten Substanzen und Gefäße bakteriologisch sterilisiert, in einer Parallelserie waren die sterilisierten Lösungen mit einer Kultur von Schwefelwasserstoffbakterien geimpft worden. Es zeigte sich, daß unter sonst gleichen Umständen im geimpften Material viel mehr Tonerde in Lösung ging als im sterilen Material. Für Kieselsäure war das Verhältnis umgekehrt, hier ging durchweg mehr in Lösung beim sterilen Material. Die Lösungs- und Tonerdeanreicherungsvorgänge setzen sich augenscheinlich folgendermaßen zusammen: Durch die Bakterientätigkeit entsteht im Boden H_2S , dieser fällt Eisensulfidgel, welches an der Grenze gegen die aerobe Oberschicht oxydiert wird, wodurch H_2SO_4 entsteht. Diese zersetzt die Tonerdasilikate zu Al-Sulfaten, welche infolge hydrolytischer Spaltung Tonerde-

hydrate bilden, die als unlösliche Gele fixiert werden. Da die Eisenverbindungen stets im Kreisprozeß sich ineinander umwandeln, kann eine solche Reihe von gemischt biochemisch-anorganisch-chemischen Reaktionen mittels einer sehr geringen Menge von Eisensalzen fortwährend aufrechterhalten werden. — Verf. glaubt, daß diese Vorgänge bei der Bauxitbildung in terrestrischen Verwitterungslagerstätten eine Rolle spielen.

H. Schneiderhöhn.

Oxydations- und Zementationszone.

- Locke, A.: Leached outcrops as guides to copper ore. (Baltimore. The Williams and Wilkins Co. 1926. 175 p. 23 Taf. 18 Abb.) Vgl. Ref. dies. Jb. 1928. I. 261—262.
- Buttgenbach, H.: Mineralien aus Katanga. (Ann. Soc. Géol. de Belg. 50. 1926. B. 35—40.) Vgl. Ref. dies. Jb. 1928. I. 240.
- Russell, Arthur: Notice of an occurrence of niccolite and ullmannite at the Settlingstones mine, Fourstones, Northumberland; and of serpierite at Ross Island mine, Killarney, Co. Kerry, Ireland. (Min. Mag. 21. No. 109. 1927. 383—387.) Vgl. Ref. dies. Jb. 1928. I. 245.
- Wurm, A.: Über ein größeres Schwefelvorkommen als Neubildung in der Zementationszone der Schwefelkieslagerstätte von Pfaffenreuth bei Waldsassen in Bayern. (Zs. prakt. Geol. 1927. 35. 129 u. f.) Vgl. Ref. dies. Jb. 1928. I. 251/2.
- Aubel, R. van: Oxydations- und Zementationszonen in den kupferhaltigen Lagerstätten von Katanga. (Ann. soc. Géol. de Belg. 50. C. 27—31. 1927.) Vgl. Ref. dies. Jb. 1928. I. 252.
- Ahlfeld, T.: Beiträge zur Kenntnis sekundärer Metallverschiebungen auf bolivianischen Zinnerzlagerstätten. (Zs. f. prakt. Geol. 35. 1927. 81—85.) Vgl. Ref. dies. Jb. 1928. I. 252—255.
- Kittl, E.: Zur Entstehung der Sulfostannate Boliviens. (Zs. f. prakt. Geol. 1927. 35. 187.) Vgl. Ref. dies. Jb. 1928. I. 255.

K. Hummel: Tourmaline-bearing cinnabar veins of the Mazatzal Mountains, Arizona. (Econ. Geol. 22. 1927. 407—408.)

Verf. weist darauf hin, daß die ungewöhnliche Paragenesis Turmalin—Zinnober in Arizona ähnlich erklärt werden könnte, wie er das Vorkommen an Zinnober in Königsberg bei Gießen (Ref. dies. Jb. 1927. A. I. 203) erklärt hat. Dort ist Zinnober Zementationserz aus Quecksilberfahlerz. Die primäre Grenzfüllung Fahlerz—Pyrit, Kupferkies, Kalkspat und Quarz stellt eine übliche hydrothermale Paragenesis dar. Ähnlich könnte in Arizona ein primärer Turmalin-Kupferkies-Fahlerzgang vorhanden gewesen sein, dessen Zinnobergehalt zementativ entstanden ist.

H. Schneiderhöhn.

Seifenlagerstätten.

Wagner, Percy A.: Note on Kimberlite from Tanganyika Territory. (South African Journ. of Science. 23. 1926. 204—205.) Vgl. Ref. auf p. 473 dieses Heftes.

Kaiser, Erich: Die neuen südafrikanischen Diamantvorkommen. (Koloniale Rundschau. Berlin 1928. 164—169, 199—204.)

Percy A. Wagner and Hans Merensky: The Diamond Deposits on the Coast of Little Namaqualand. With an Appendix on the Palaeontology of the Namaqualand Coastal Deposits, by S. H. HAUGHTON. (Trans. of the Geol. Soc. of S. Africa. 31. 1928. 1—41. 9. Taf. — Ausführlicher Auszug in South African Mining and Engineering Journal 39. Johannesburg 1928.)

Nach der Entdeckung der Lüderitzbuchter Diamantvorkommen hatte ein deutscher Prospektor F. W. MARTINS (jetzt noch in Aus, Südwestafrika, lebend) 1909 auch Ablagerungen südlich vom Oranje untersucht und dabei sieben kleine Diamanten gefunden, aber diese Funde nicht weiter verfolgt. 1926 fand dann F. C. CARSTENS einen durch Kalk verkitteten diamantführenden Kies bei Port Nolloth. Dieser Fund zog 1926 viele Prospektoren und etliche Geologen in die Küstenzone des kleinen Namalandes, aus deren Tätigkeit hervorging, daß, wenn auch mit Unterbrechungen, die ganze Küste von der Oranje-Mündung bis an den Green-Fluß, also etwa auf 350 km, bedeutende Diamantvorkommen führt. Indem die Verff. die Vorkommen in Südwestafrika hinzunehmen, sprechen sie von der *Diamantküste Südafrikas*.

Die gründlichsten Aufschließungsarbeiten wurden von Dr. H. MERENSKY, unter Mithilfe von Dr. E. REUNING und Dr. J. B. CELLIERS, wenig südlich von der Oranje-Mündung bei der *Alexanderbucht* durchgeführt. Sie wiesen nach, daß hier in einer mio-pliocänen Meeresterrasse, zwischen deren Strandgeröllen zahlreiche Exemplare von *Ostrea prismatica* GRAY. liegen, in einer Höhe von 23—33 m ü. d. M. zahlreiche Diamanten bisher ungeahnter Qualität auftreten. Diese „Austernlinie“ zeigt vielfache Strandkolke und Strudellöcher, wie Unterschneidung des alten aus Phylliten und Quarziten bestehenden Ufers. Ein Teil der Gerölle läßt sich auf in Griqualand West anstehende Gesteine zurückführen.

Am Nordende dieser Austernlinie (gegen den Oranje hin) liegt die sog. ebenfalls diamantenreiche Flußlinie („River line“) mit (wie sich Referent im Mai 1927 überzeugen durfte) typischen Flußgeröllen ohne Austern und andere marine Fossilien. Diese Flußlinie geht in Flußterrassen über, die man weit am Oranje aufwärts verfolgen kann.

Tiefer, zwischen der Austernlinie und der heutigen Küste, liegen weitere marine Strandwälle mit Diamanten, die aber kleiner und weniger zahlreich als in der Austernlinie sind. Die beim Prospektieren hauptsächlich auf der Austernlinie, zum geringeren Teile in den Flußschottern gefundenen Diamanten hervorragendster Qualität zeigten 3 bis über 100 Karat im load. Nur beim Prospektieren wurden 12 420 Karat gewonnen, welche von allen Sach-

verständigen als das beste bisher zusammengebrachte Paket ungeschliffener Diamanten bezeichnet wurden. Sie erzielten rund 3 080 000 Mark, also im Durchschnitt 250 Mark pro Karat! Unter diesen Prospektionsdiamanten war einer von 85 Karat, sodann ein blauweißes verzerrtes Oktaeder von 71,5 Karat, welches für 160 000 Mark verkauft wurde und wohl den wertvollsten Stein bildet, der bisher aus südafrikanischen Alluvialvorkommen stammt. Das Paket enthielt eine größere Zahl von kleineren blauweißen Steinen reinsten Wassers. Die größeren Steine zeigen vornehmlich (111) oder (111) und (100), während bei den kleineren (110) vorwaltet. Alle Diamanten zeigten unverkennbare Zeichen des Abschleifens der Ecken und Kanten. Im ganzen waren diese Prospektionssteine ausgezeichnet durch das vollständige Fehlen von gewöhnlichem Bort, die nahezu völlige Abwesenheit von minderwertigeren Steinen, die sehr geringe Menge von Spaltungsstücken und den bemerkenswert hohen Anteil an „close goods“, d. h. guten reinen Kristallen und guten leicht gefleckten Steinen. Auffallend ist die große Menge von blauweißen und weißen Steinen. Ein Vergleich mit Steinen anderer südafrikanischer Vorkommen ist in folgender Tabelle gegeben:

	Alexander- bucht	Du Toits- pan-Grube	Koffy- fontein ¹	Südwest- afrika
Close goods	14,49	} 10,75	} 8,77	} 23,95
Irregulars	10,23			
Fancy stones and browns . .	16,39	} 5,36	} 31,01	} 12,96
Piqué ² and spotted stones . .	44,93			
Blocks and cleavage	4,84	42,43	40,52	27,70
Maacles and flats	8,73	7,75	5,60	8,57
Inferior stones and bort . . .	0,39	34,71	14,10	0,81
	100,00	100,00	100,00	100,00

Während etliche Steine denen von Du Toitspan, Wesselton, Kimberley oder Koffyfontein Mine, andere denen von den Alluvialfeldern bei Hopetown gleichen, sind doch Steine vorhanden, welche keinem anderen primären oder alluvialen Vorkommen in Südafrika ähneln. Die Alexanderbuchtdiamanten sind verschieden von den Vorkommen in Südwestafrika.

Die in dem Strandwall der Austernlinie vereinigten Diamanten müssen aus einem fluviatilen Schuttkegel an der damaligen Oranje-Mündung hervorgegangen und durch die Brandung angereichert sein.

Südwärts von der Alexanderbucht treten dann noch weitere Vorkommen auf, die z. T. gute Diamanten, aber nie in der gleichen Reichhaltigkeit wie an der Alexanderbucht zeigen. Stellenweise war, als im April 1927 die Regierung das weitere Prospektieren auf Diamanten verboten hatte, die Unter-

¹ Nur Steine von über 1 Karat berücksichtigt.

² d. h. sehr schwach gefleckt.

suchung noch nicht weit vorangeschritten. Doch kann Referent auf Grund seiner Beobachtungen bei einem Besuche der Vorkommen der Ansicht der Verf. zustimmen, daß kaum an einer anderen Stelle dieser Küste gleich günstige Bedingungen für die Anreicherung von Diamanten sich wiederholt haben. Etliche Vorkommen lassen sich beziehen auf das mio-pliocäne Strandkonglomerat der Austernlinie oder des Hauptdiamantstriches mit *Chamelea Krigei* HTN., *Donax rogersi* HTN. (vgl. auch HAUGHTON, Trans. Roy. Soc. S. Africa. 13. 1926), *Ostrea prismatica* GRAY., *Lamna* sp., *Isurus* sp. und *Neobalaena* (?) sp. Ein anderer Teil der Vorkommen liegt wie die tieferen Vorkommen bei der Alexanderbucht in jüngeren Strandwällen, deren Fauna sich wesentlich von der älteren unterscheidet: *Donax serra* CHEMN., *Ostrea* sp., *Fissurella* cf. *robusta* var. *depressa*, *Cominella* sp., *Patella argenvillei* KRAUSS, *P. barbara* LINN. und *Carcharodon carcharinus* LINN.

Während an manchen Stellen die älteren diamantführenden Ablagerungen auf einer höheren Terrasse auftreten, sind an anderen Stellen die Reste dieser älteren Ablagerungen (mit Austern) direkt überlagert von den jüngeren (mit Patellen), wie z. B. an den Cliffs, 20 km nördlich von Port Nolloth. Diese ungleichmäßige Lagerung weist auf die ungleichmäßige Hebung dieser Küstenstrecke hin.

Ausgedehntere Aufschlußarbeiten sind sodann noch an der Mündung des Buffels-Flusses, südlich von Port Nolloth durchgeführt worden. Diamanten sind hier gefunden worden in niedrigen Strandterrassen, in den Deflationsrückständen der Zerstörung dieser Schotter, in höheren Strandterrassen, in dem oberflächlichen Abwaschrückstand der Zerstörung dieser letzteren Terrassen und endlich in Flußschotter. Die Diamantvorkommen erreichen hier 64 m ü. d. M. Die hier gewonnenen Diamanten unterscheiden sich von denen der Austernlinie bei der Alexanderbucht hauptsächlich durch die Abwesenheit von gelben und die verhältnismäßige Häufigkeit von rauhen mattierten Steinen. Die Abrollung geht namentlich in der unteren Terrasse bis zur Ausbildung von matten Glaskugeln. (Referent hat für die Münchener Sammlungen eine solche mattierte abgeschliffene Diamantkugel von 2½ Karat erhalten, über die er kurz im Cbl. f. Min. etc. Abt. A berichten wird.) Der durchschnittliche Wert der Diamanten vom Buffels River beträgt ungefähr 120 Mark pro Karat.

Das südlichste bisher entdeckte Vorkommen liegt auf der Südseite des Green-Flusses auf der Farm Klipkuil. Größe der Diamanten bis 5 Karat.

Die Herkunft der Diamanten an der Küste des Kleinen Namaqualandes ist noch nicht aufgeklärt. Der eine Verf., Dr. MERENSKY, neigt mehr zu der Ansicht, daß die Diamanten aus einem submarinen Primärvorkommen herrühren sollen, welche Auffassung er 1909 auch für die Lüderitzbuchter Diamantvorkommen aussprach. [Sollte diese Meinung richtig sein, so müßte man mit Hebung des Küstenlandes eine immer stärkere Abtragung des alten Primärvorkommens und eine weitergehende Anreicherung der jüngeren Strandwälle feststellen können. Die Beobachtungen lehren aber das Gegenteil. Ref.] Das Auftreten der größeren und größten Diamanten

nahe der Oranje-Mündung bei der Alexanderbucht und deren Zusammenauftreten mit Geröllen aus dem Mittellaufe des Oranje und die Ähnlichkeit eines Teiles der Diamanten mit bekannten Kimberlitröhren machen für diese Diamanten bei der Alexanderbucht Herleitung aus dem Inneren sehr wahrscheinlich. Gegen diese Herleitung spricht die Zusammensetzung der geförderterten Diamanten an der Alexanderbucht. Denn auf dem Transport von jenen bekannten Vorkommen (vgl. Tabelle p. 509) müßte ein großer Teil der Diamanten jener primären Lagerstätten zerstört worden sein. Aber vielleicht kommt eine noch unbekannte Primärstelle in Frage.

Für die nächsten südlicher gelegenen Vorkommen könnte auch noch Herleitung von dem Oranje in Frage kommen. Zweifelhafter wird dies für die weiter südlich gelegenen Vorkommen, Cliffs, Port Nolloth, Buffels-Fluß, Green-Fluß usw. Am Buffels-Fluß ist nachgewiesen, daß die Flußschotter im Mittel- und Oberlauf diamantfrei sind. Für einen N—S-Transport an der Küste entlang spricht die am Treibholz des Oranje leicht erkennbare N—S-Strömung dicht an der Küste entlang und die viel stärkere Abrollung der Diamanten am Buffels-Fluß gegenüber denen an der Alexanderbucht.

So bleibt den Verff. nur übrig, die Möglichkeiten nach der Herkunft zu erörtern.

In dem Anhang spricht S. H. HAUGHTON, von dem auch die bereits angeführten Fossilbestimmungen herrühren, über die einzelnen Horizonte. Die Fauna des Austernhorizontes ist wahrscheinlich äquivalent der in den Alexandria-Schichten. Das jetzige Fehlen lebender Austern an der Westküste Südafrikas weist auf andere Strömungen zur Zeit der Bildung des austernführenden Strandkonglomerates hin, und darauf, daß wohl noch ein Arm des warmen Mozambique-Stroms an der Westküste entlang strich. Die Fauna der tieferen Terrasse (mit Patellen) weist darauf, daß bei ihrer Bildung eine warme Strömung nicht mehr an der Westküste Südafrikas auftrat.

Erich Kaiser.

Smith Bracewell: The Patero Diamond District, British Guiana. (The Mining Magazine. London 1928. No. 5.)

J. L. Wilser: Sollen wir die Goldwäscherei am Oberrhein wieder aufnehmen? (Naturw. Wochenschr. N. F. 21. [1922.] 393—397.)

Beschreibung der Verteilung der Goldflitterchen in der Rheinniederterrasse zwischen Basel und Mannheim und Erörterung über frühere und gegenwärtige Wirtschaftlichkeit des Waschens. **Ref. d. Verf.**

Marin-sedimentäre Lagerstätten.

J. E. Gill: Origin of the Gunflint iron-bearing formation. (Econ. Geol. 22. 1927. 687—728.)

Die Gunflint-Eisenformation bildet die streichende Fortsetzung der Mesabi-Kette nach O; sie liegt direkt nördlich des Oberen Sees, hauptsächlich auf kanadischem Gebiet, in der Provinz Ontario. Eine Par-

allelisierung ihrer Schichten mit denen der Biwabik-Formation in Minnesota konnte zweifellos durchgeführt werden. Verf. untersucht zunächst das Mikrogefüge der einzelnen Gesteinsglieder. Er unterscheidet folgende genetische Gefügearten: 1. Primärgefüge: a) gewöhnliche Sedimentationstexturen, b) spezielle Kolloidtexturen, c) Texturen, durch Organismen hervorgerufen. 2. Sekundärgefüge: a) regionalmetamorph, b) kontaktmetamorph, c) Verwitterungstexturen, d) Durchtrümerungs- und Verdrängungstexturen. — Da in diesen Eisenformationen immer wieder die Bestandteile SiO_2 , Fe_2O_3 , FeO und H_2O eine Rolle spielen, werden deren Reaktionen unter den verschiedenen Temperatur- und Konzentrationsbedingungen ausführlicher besprochen, besonders im eigentlichen Hydrogelgebiet. Die Glaukonitfrage wird ebenfalls eingehend behandelt. Die allgemeinen Ergebnisse glaubt Verf. zurzeit folgendermaßen formulieren zu können: Das meiste Eisen und etwas Kieselsäure der rezenten Glaukonitgesteine wurden in kolloider Form mit Hilfe von organischen Schutzkolloiden von den Kontinenten her ins Meer gespült. Die räumliche und zeitliche Verteilung der eisenreichen Sedimente zeigt, daß sie als ausgedehnte stratigraphische Glieder zwischen normalen Meeressedimenten zwischengelagert vorkommen und daß sie normale Glieder innerhalb einer Sandstein-Schiefer-Kalk-Schichtenfolge sind. Ihre Bildungsbedingungen sind, wenigstens z. T., denen der heutigen Glaukonitlagen zu vergleichen. Wechsel in Temperatur und Zusammensetzung des Meerwassers oder ein Wechsel in den beigemengten klastischen Gemengteilen veranlaßten die Bildung verschiedener Eisenminerale zu verschiedenen Zeiten oder in verschiedenen Räumen zur selben Zeit. Die Feststellung der Einzelbedingungen zur Bildung bestimmter Mineralien wird besonders gefördert werden durch das Studium der modernen Meeressedimentation.

Auf die Gunflint-Formation angewandt, glaubt Verf., daß ihr Ursprungsgestein ebenfalls glaukonitischer Art war. Der Nachweis, daß große Mengen Eisen und Kieselsäure auf magmatischem Wege in den präcambrischen Ozean gelangt sind, ist schwer zu führen, scheint heute auch weniger notwendig. Daß auf diesem Wege gewisse Mengen hineingekommen sind, dürfte sicher sein, aber ebenso sehr können andere erhebliche Mengen dieser Stoffe in den Meeressedimenten durch Verwitterungslösungen vom Festland her gelangt sein. Den Schluß des Aufsatzes bildet eine ausführliche Differentialdiagnose der wechselvollen chemischen, mechanisch-sedimentierenden und biochemischen primären Vorgänge und der noch mannigfaltigeren sekundären Umbildungsvorgänge, die sich nach dem gegenwärtigen Stand der Erforschung der Eisenformationen des Oberen Sees in diesen Gesteinen vollzogen hat.

H. Schnelderhöhn.

Regionales zur Lagerstättenlehre.

G. Berg: Zonal distribution of ore deposits in Central Europe. (Econ. Geol. 22. 1927. 113—132.)

Verf. kommt zu folgenden Ergebnissen: Die Verteilung der Erzlagerstätten in Mitteleuropa ist weniger ausgeprägt

zonar rings um Batholithe herum als in Amerika und Cornwall. An einigen Orten kann indes eine zonare Verteilung (laterale Teufenunterschiede im Sinne NIGGLI's) beobachtet werden, aber die inneren und äußeren Zonen überlagern sich oft. In einigen Bezirken, so im Siegerland, dem Ungarischen Erzgebirge und in Mitterberg, wurden die älteren apomagmatischen Spateisensteingänge durch jüngere Quarz-Sulfid-Eisenglanzparagenesen von wesentlich perimagmatischem Charakter stellenweise verdrängt, was Verf. als „Verjüngung“ oder (mit einem sehr unschönen Ausdruck) „Rejuvenation“ bezeichnet. Die Goldquarzgänge mit Pyrit und Arsenkies sollen nach dem Verf. sich nicht in die von ihm als üblich bezeichnete Teufenfolge Sn, Bi, Cu, Zn-Pb, Ag-Sb, Hg einfügen lassen, sondern sie seien Übergangsformen zu Pegmatiten und seien den Zinnerzgängen koordiniert, nur aus verschiedenen Magmen entstanden. [Das gilt aber wohl nur für die turmalinführenden Goldquarzlagerstätten, die nach Form und Mineralbestand eine von den intrusiv-hydrothermalen kiesigen Goldquarzgängen deutlich getrennte Gruppe bilden und z. B. in der Systematik des Ref., dem Vorgang LINDGREN's folgend, auch schon zu den pneumatolytischen Lagerstätten gestellt wurden. Die eigentlichen hydrothermalen Goldquarzgänge haben öfters deutliche Übergangsspuren zu anderen hydrothermalen Formationen. Im übrigen hängt das Vorhandensein einer Teufenabfolge auch davon ab, ob im Stammagma überhaupt die anderen Metalle vorhanden waren, so daß ein Fehlen der jüngeren Glieder nicht gegen die Möglichkeit einer solchen metallischen Differentiationsabfolge überhaupt spricht. Ref.] Verf. weist dann noch darauf hin, daß im vulkanischen oder extrusiven Zyklus sich infolge seiner physikalisch-chemischen Eigenart andere, auch durch anderen Metallinhalt gekennzeichnete Formationen vorfinden, worauf vorher auch schon NIGGLI (Ref. dies. Jb. 1927. I. A. 376) und SCHNEIDERHÖHN (Ref. dies. Jb. 1927. I. A. 881) aufmerksam gemacht hatten.

H. Schneiderhöhn.

Köbrich: Rückblick auf die Entwicklung des hessischen Bergbaus, sowie auf die Betriebsleiterkonferenzen in Hessen. (Darmstadt 1928. 48 p.)

Osann, Alfred: Die Mineralien Badens, herausgeg. von Gertraud Heffter, verw. Osann. (7 Taf. 1 Karte. 2 Textfig. VI. 239 p. Stuttgart, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchh., 1927.) Besprech. CBl. f. Min. etc. 1928. A. 127—128.

J. L. Wilsner: Die Bodenschätze des Markgräfler Landes. („Badische Heimat“. 17 p. Karlsruhe 1923.)

Geologische und historische Würdigung der nutzbaren Vorkommen des südlichen Baden.

Referat des Verfassers.

Sundius, N.: Grythyttfältets Geologie (Die Geologie der Grythyttfält-Gegend). (Sveriges Geologiska Undersökning. Ser. C. No. 312. Årsbok. 16. 1923. No. 2. Stockholm 23. Mit englischer Zusammenfassung.) — Über die metamorphen (Skarn-) Erze vgl. Ref. dies. Jb. 1928. II. 235—238.

Per Geijer: Ryddarhytte malmfält (Erzlagerstätten von Ryddarhytten). Geologisk beskrivning. (Kongl. Kommerskollegium. Beskrivning över mineralfyndorter. No. 2. 1. Stockholm 1923. 1—138. Englische Zusammenfassung.) — Über die metasomatischen Eisenerze vgl. das Ref. dies. Jb. 1928. II, 238—241.

G. Berg: Irlands Bodenschätze. (XI. Ber. der Freiburger Geol. Ges. 1927. 11—18.)

Marmor und Kalksteine sind in Irland weit verbreitet. In den archaischen Glimmerschiefern nordwestlich Galway finden sich zahlreiche kleinere Linsen, welche den schönsten Marmor des Landes, den Connemara-Green-Marble, liefern. Es handelt sich um einen Opicalcitmarmor, der aus abwechselnden weißen Marmorlagen und grünen Serpentinlagen sich zusammensetzt. Diese Komponenten sind oft in sehr eigenartiger Weise gefaltet und verknütet.

Bei Letterfrack findet sich ein weißer Dolomitmarmor, sog. Letterfrack-white-marble. Er ist von sehr reiner weißer Farbe ohne wesentlichen Serpentinegehalt. Östlich von Cork bei Middleton kommt ein blaßroter Kohlenkalk mit dunklen Adern vor. Die Brüche dieses Middleton-pink-marble, oder auch Cork-red-marble genannt, liegen in einem flachen Gelände, so daß ihre Gewinnung und der Abbau nach der Tiefe zu gehen. Infolge eingelagerter Kieselgallen ist die Härte nicht an allen Stellen dieselbe und so haben die Vorkommen nur lokale Bedeutung erlangt. Der tief-schwarze, halbkristalline Kohlenkalk dicht östlich von Galway ist, obwohl er kein kristalliner Kalkstein ist, wegen seiner Politurfähigkeit als Galway-black-marble weithin geschätzt.

Sonst haben die weit ausgedehnten Kohlenkalkvorkommen Irlands große Bedeutung als ein ausgezeichnetes Rohmaterial für die Zementfabrikation. Der Kohlenkalk läßt sich infolge der Teilbarkeit in 50—70 cm starke Bänke bei flacher Lagerung sehr leicht gewinnen. Voraussichtlich wird Irland bald einen großen Zementverbrauch haben. In ganz Irland gibt es nämlich keinen Lehm zur Ziegelfabrikation, da das Diluvium nur Schotter enthält. Kalksandsteine sind so das gegebene Baumaterial. Wegen des regenreichen Klimas verbrauchen auch die Ufer- und Straßenbauten viel Zement.

Sonst werden in Irland an nichtmetallischen Mineralien noch gewonnen aus zahlreichen Pegmatitgängen bei Belleck Feldspat. Ein guter Talk wird in einem kleinen Vorkommen bei Crohy Head, unmittelbar über der Ozeanbrandung an den senkrechten Kliffwänden, in primitivster Art und Weise gewonnen. Gips und Steinsalz finden sich im oberen Keuper des Nordostens. Bei Clonakilly wird Schwerspat auf Gängen abgebaut, die an Erzen vertauben.

In den Becken von Ballycastle im N und südlich davon bei Tyrone wird Fettkohle gewonnen, noch weiter südwestlich bei Lough-Allen eine halbanthrazitische Kohle. Das wichtigste Kohlengebiet ist das von Leinster, südwestlich Dublin, wo im unteren und mittleren

produktiven Carbon anthrazitische Flöze abgebaut werden. An Erzen sind die Blei-Zinkerze in kleineren Mengen auf viele Orte des Landes verteilt, wo sie meist metasomatische Bildungen im Kohlenkalkstein darstellen. Das aussichtsreichste Bleizinkerzgebiet ist das von Glendalough in den Wicklov Hills. Die Gänge finden sich an der Grenze von Granit und Glimmerschiefer. Das Erz ist Bleiglanz; Zinkblende tritt zurück. Die Gangart ist Quarz, auch Schwerspat und Flußspat. Nordwestlich Galway setzt bei Oughterard im Granit und Schiefer ein Bleizinkerzgangdistrikt auf, der auch reichlich Kupferkies führt. Die Gänge im obersilurischen Schiefer von Monaghan sind erzarm; sie führen teilweise Antimonit.

Kupfererzgänge sind im West-Carbery-Distrikt südwestlich von Cook an eine bestimmte Schicht dunkelgrauer Quarzite an der Basis des Oldred-Sandstone gebunden. Bei Cappagh und Ballycumish sind wohl nur vereinzelte bauwürdige Nester. Sie sind mit viel Schwerspat und Ankerit verknüpft.

Quarzige Kupferkiesgänge streichen an der Südküste Irlands bei Knockmahon an der 80 m hohen Steilküste aus. Nördlich Dublin wurde bei Beauparc ein einzelner Kupferkiesgang mit Quarz als Gangart in dem von Diluvium überdeckten Kohlenkalkgebiet abgebaut.

Das kupferkiesführende Schwefelkieslager von Avoca an der Bahnlinie Dublin—Waterford geht an beiden Enden, bei Ballard im N und bei Moneytlighe im S, in kiesführende Magnetitlager über. Das Vorkommen hat Ähnlichkeit mit dem von Huelva und bildet den bedeutendsten Erzbergbau Irlands.

In silurischen Schiefen finden sich kleinere Schwefelkieslinsen bei Lackamore und Killeen südlich von Silvermines.

Eisenerze finden sich nur im Gebiet der Six counties in der Grafschaft Antrim. Es sind Basalteisensteine und wie in Hessen eisenhaltige Bauxitlager.

Die Granite des Nordwestens sind reich an Molybdänglanz. Das einzige Manganerzvorkommen Irlands bei Glandore gehört offenbar zu den Gängen des West-Carbery-Typus.

M. Henglein.

Petunnikov: Die Erze des schwarzen Berges bei Skoplije, Mazedonien. (Montan. Rundschau. 19. H. 2, Wien 1927.) Vgl. Ref. dies. Jb. 1928. III. 284.

L. Duparo: Sur quelques gîtes de Chromite et de Pyrolousite de Thessalie et de Vieille-Serbie. (C. R. Soc. Phys. et Hist. nat. Genève. 44. 1927. 88—91.)

Verf. gibt eine kurze Beschreibung der Chromitvorkommen in der Umgebung des Dorfes Spourlita im nördlichen Olymp. Das Erz bildet parallel angeordnete bis $1\frac{1}{2}$ m im Durchmesser messende und bis 80 cm dicke Linsen in einem schieferigen Serpentin. Es ist derb kristallin und enthält bis 50 % Cr_2O_3 . Ein ähnliches Vorkommen befindet sich am NW-Abhang des Berges Gabdgis beim Dorfe St. Demeter (Mine Fteri). Serpentin und eingesprengter

Chromit sind hier bedeutend zäher als bei Spourlita. Im SW von St. Demeter ist am Abhang des Berges Elatia den Kalken ein bis 1 m mächtiges metasomatisches Pyrolusitlager eingeschaltet. Das Erz ist sehr rein, kommt aber nur sporadisch vor, da es größtenteils erodiert worden ist. In Altserbien, ungefähr 11 km von Stopanje entfernt, finden sich in einem Serpentinstock ebenfalls Chromitsegregationen. Sie sind aber stets nur von kleinen Dimensionen, so daß hier das ganze Gestein abgebaut und aufbereitet werden muß, um das Erz anreichern zu können.

M. Reinhard.

Scrivenor, J. B.: The Geology of Malagan Ore Deposits 1928.

Ahnert, E. E.: The Mineral Resources of Northern Manchuria. (Annals of the Manchuria Research Society, Harbin, China. 1928. 43 Abb. 8 Kart.)

H. F. Bain: Minerals in relation to possible development in the far east. (Econ. Geol. 22. 1927. 213—229.)

Wirtschaftliche Betrachtungen über die Mineralschätze des Fernen Ostens, seine politischen und wirtschaftlichen Entwicklungsmöglichkeiten und die Rückwirkungen auf andere Rohstoffländer. Die „ungeheuren“ Mineralreichtümer Ostasiens sind sehr problematisch. Als Ausfuhrrohstoffe können auch in Zukunft nur dienen: Zinn aus Hinterindien, Antimon aus China und vielleicht Kupfer aus Japan. Alle anderen Rohstoffe, selbst die weit überschätzten Kohlen, decken längst nicht den Bedarf des Inlands, sobald einmal mehr ein europäisch-amerikanischer Lebensstandard bei den ostasiatischen Eingeborenen Platz gegriffen hat. Vollends fehlt Eisen in ganz Ostasien völlig. Auf den Kopf der Bevölkerung haben die Vereinigten Staaten 15mal mehr Kohlen und 335mal mehr Eisen als China! Ostasien wird also bei steigender Zivilisation ein Mineral-Rohstoff-Einfuhrland werden, während als Ausfuhrartikel nur Erzeugnisse des Ackerbaus und der Viehzucht dienen können.

H. Schneiderhöhn.

M. Schwerber: Über die Manganerzvorkommen im Staate Minas Geraes, Brasilien. (Metall u. Erz. 24. 1927. 329—331.)

Es kommen vor: 1. Manganerzgänge in Gneis und Granit. Im Nebengestein tritt manchmal Spessartin häufig auf. Gangart ist Quarz. Primäre Mineralien unter der Talsohle sind Rhodonit und Manganspat. In der Oxydationszone, die allein abbauwürdig ist, herrscht Pyrolusit. 2. Weniger bedeutend sind Gerölllagerstätten, die anscheinend, wie aus den unklaren Ausführungen des Verf.'s hervorzugehen scheint, Konkretionen aus der tropisch-humiden Verwitterung der bekannten Itabirite und anderer Fe Mn-haltiger kristalliner Schiefer darstellen.

H. Schneiderhöhn.

Allgemeine Geologie.

Vulkanismus.

E. S. Shepherd and **H. E. Merwin**: Gases of the Mt. Pelée Lavas of 1902. (Journ. of Geol. **35**. 1927. 97—116.)

Die Verf. geben fünf Vollanalysen mit Norm und Symbol von Gesteinen des Mt. Pelée unter besonderer Berücksichtigung der flüchtigen Komponenten. (E. S. SHEPHERD hatte in derselben Zeitschrift **33**. 1925. 287—370, Ref. dies. Jb. 1926. II. B. 304, über die bei der Gasanalyse angewandten Methoden berichtet.)

Es wurden untersucht:

1. (MP/4) Hypersthen-Andesit, ein Stück von einer Zinne des alten Gipfels (Morne Lacroix), welche sich innerhalb des alten Kraters über den östlichen Rand desselben erhob.
2. (MP/5) Hypersthen-Andesit, Mt. Pelée, Teil der Nadel vom Jahre 1902/03.
3. (MP/6) Hypersthen-Andesit, Mt. Pelée, vom Gipfel des neuen Kegels am Ostrande der Nadel vom Jahre 1902.
4. (MP/1) Hypersthen-Andesit, Mt. Pelée, Bimsstein von der „nuée ardente“ vom 9. Juli 1902.
5. (MP/7) Hypersthen-Andesit, Mt. Pelée, Glasige Oberfläche einer „Brotkrusten“-Bombe 1902/03.

Die Analysenwerte der Gesteine vom Jahre 1902/03 weichen bis auf die Verschiedenheit des Gasgehaltes kaum voneinander und von denen der alten Lava ab und stehen in guter Übereinstimmung mit LACROIX-Werten.

Menge (ca. 7 ccm auf 1 g Substanz bei 1200°) und Zusammensetzung des Gases (mit etwa 80 % H₂O, ~ 9 % C O₂, ~ 3 % Halogene, ~ 2 % S₂, ~ 1 % C O des erhaltenen Volumens) aus den holokristallinen Partien entsprechend den bei Eruptivgesteinen meist gefundenen Werten. Die Oberfläche der Bombe dagegen, aus der das Gas wegen der schnellen Abkühlung nicht hat entweichen können, enthält 26,5 ccm (bei 1200°), was bei 1000° mindestens 50 cbm Gas auf 1 cbm Lava entspricht. Aus dieser Gasmasse und der Höhe der langsam emporgedrückten „Nadel“ wird geschlossen, daß der Gasdruck innerhalb des Kraters mindestens 100 Atmosphären betragen haben muß. Diese Gasmenge innerhalb der Lava war auch eine der

Voraussetzungen zur Entstehung der „nuées ardentes“, deren Bildungsweise näher erläutert wird.

Zur Wasserbestimmung wurden Gesteinssplitter im Vakuum auf 1200° erhitzt. Die Werte weichen stark von denen ab, die durch Erhitzen des Analysepulvers gefunden wurden, weshalb die Verff. von dieser Methode abraten. Über die Größenordnung des Fehlers unterrichtet folgende Tabelle:

Wassergehalt der Gesteine in Gewichtsprozenten:

	MP/5	MP/6	MP/1	MP/7
bestimmt aus Pulver	0,25	0,11	0,68	0,42
bestimmt aus Splintern im Vakuum	0,06	0,04	0,06	0,38

Inst. f. Min. u. Petr. d. Techn. Hochsch. Berlin.

Lindley.

K. Uwatoko: Natural Gases of Igneous Origin in Japan. (Journ. of Geol. 35. 1927. 557—569.)

Über Gase, die ihren Ursprung in sedimentären Gesteinsbildungen haben, berichtete Verf. in einer Arbeit „The Sedimentary Natural Gases from Oil and Coal Fields of Japan“, Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geologists. 11. No. 2. (1927.)

Die hier referierte Untersuchung handelt von Gasen magmatischen Ursprungs, es werden 49 Gasanalysen (ausgeführt von N. YAMADA, J. KANOH und B. YAMAGUCHI) mitgeteilt. Verf. unterscheidet Gase, die in Gebieten vulkanischer Gesteine, in Granit und in sedimentären Formationen auftreten; sie alle haben aber direkte oder indirekte Beziehungen zu magmatischen Vorgängen.

Die Gase, die sich im Gebiet vulkanischer Gesteine (Andesite) vorfinden, lassen sich in drei Typen zusammenfassen:

1. H₂S-Typ mit 2—6 % H₂S als typischer Komponente. Auch hier ist die Hauptkomponente C O₂. Diese Gase entweichen in Solfataren und Fumarolen in Begleitung von Wasserdampf und heißem Wasser.
2. C O₂-Typ mit mehr als 70 % C O₂, ohne andere typische Komponente; dieser Typ entweicht zusammen mit heißem Wasser den Fumarolen in Kratern oder in der Nähe von Kratern.
3. N-Typ mit 70 % und mehr N, Entweichen wie Gase von Typ 2.

Die Gase vom H₂S-Typ deuten ein vergleichsweise ziemlich frühes Stadium vulkanischer Tätigkeit an, Gase von C O₂-Typ ein späteres und Gase vom N-Typ ein noch späteres.

In Granit- und Sedimentgesteinsgebieten kommen zwei Gastypen vor, reich an C O₂ und reich an N, der erste Typ zusammen mit Mineralquellen, die Hydrocarbonat-Ion führen und freies Kohlendioxyd gelöst enthalten, der zweite mit Mineralquellen, die Chlorid-, Sulfat-, Alkali- und Erdalkali-Ionen enthalten.

Der He-Gehalt von Gasen magmatischen Ursprungs ist im allgemeinen größer als der von Gasen in Öl- und Kohlengebieten, aber es enthalten nicht

alle Gase vulkanischer Herkunft Helium. Der Heliumgehalt steht in keiner direkten Beziehung zur vulkanischen Tätigkeit. Es existiert auch keine direkte Proportionalität zwischen He-Gehalt und N-Gehalt. Gase reich an He sind zuweilen reich an N, doch sind nicht alle Gase, die reich an N sind, zugleich reich an He.

Es läßt sich ferner keine direkte Beziehung zwischen He-Gehalt und Radioaktivität der Gase finden, ebensowenig zwischen Temperatur der Gase (bezw. des Wassers) und dem Betrag der radioaktiven Emanation.

Auch für andere Komponenten der Gase wie H, H₂S, CO₂, CO, O, CH₄ werden Aussagen über gegenseitige Abhängigkeit und Zusammenkommen gemacht.

Inst. f. Min. u. Petr. d. Techn. Hochsch. Berlin. **H. v. Phillipsborn.**

W. Vortisch: Bemerkenswerte Geröllführung eines Tuffschlotes in Nordböhmen. („Firgenwald“, Vierteljahrshr. f. Geol. u. Erdk. d. Sudetenländer. Reichenbad 1928. 1. 15—24.)

Am Hirschenstein bei der Station Tannendorf auf der Wasserscheide zwischen Elbe und Oder liegen um einen Tephritstiel herum an der Oberfläche Gerölle, die auch massenhaft im dunklen, aus vulkanischem Gestein entstandenen Verwitterungsboden liegen. Sie entstammen der Verwitterung eines geröllführenden Schlottuffes. Sie sollen durch Bäche in eine alte Krateröffnung gebracht sein, die einst hoch über der heutigen Oberfläche lag. Während die Tuffmasse bei der folgenden Abtragung zerfiel, fand eine Anreicherung der Gerölle auf der bei der Abtragung immer tiefer rückenden Denudationsoberfläche statt, womit die Anreicherung an der heutigen Oberfläche erklärt wird.

Erich Kaiser.

Hummel, K.: Die vulkanischen und tektonischen Erscheinungen der Insel Mull. (Geol. Rundsch. 17. 1926. 281—290.)

Zambonini, F. e G. Garobbi: Ricerche chimiche sulle incrostazioni gialle della lava vesuviana del 1631. (Atti R. Acc. sc. fis. mat. Napoli. [Ser. 2.] 17. 1926. — Vgl. Ref. dies. Jb. 1928. I. 110.)

Escher, B. G.: Vesuvius, the Tengger Mountains and the problem of calderas. (Leidsche Geol. Mededeelingen. Deel II. Afl. 2. Leiden 1927. 51—114. [With 18 plates.]

Ranfaldi, F.: Sullo zolfo rombico dell' isola di Vulcano (Eolie). (Mem. Acc. Lincei. 2. 1927. 266—318. con 1 tav. — Vgl. Ref. dies. Jb. 1928. I. 87.)

Quercigh, E.: Sul solfoselenio di Vulcano (Isole Eolie). (Rend. Acc. fis. mat. Napoli. Ser. 3. 31. 1925. 65. — Vgl. Ref. dies. Jb. 1928. I. 88.)

Georgalas, G. et N. Liatsikas: Le volcan de Santorin à la fin du mois d'avril et au commencement du mois de Mai 1926. (Publ. du Bureau géol. de Grèce. No. 15. Athènes, Mai 1926.)

Liatsikas, N. et G. Georgalas: Sur la constitution minéralogique et chimique des laves de l'éruption de 1925 du volcan de Santorin. (Praktika de l'Académie d'Athènes. 3. 1926. 307.)

- Georgalas, G. C. et N. Liatsikas: Rapport sur l'éruption (1925/26) du volcan de Santorin. (Rapport présenté par la commission Géodésique Hellénique à la troisième assemblée générale de l'Union Géodésique et Géophysique internationale à Prague, Athènes 1927.)
- Röck, H.: Die Tätigkeit des Santorinvulkans vom November 1925 bis zum Ende des Ausbruches 1926. (CBL. f. Min. etc. 1926. Abt. B. Nr. 15. 531—541.)
- Verlauf und Abschluß des Ausbruches des Santorinvulkans im Jahre 1926. (Zs. f. Vulkanologie. 10. 1927. 206—218.)
- Ktenas, K.: La morphologie définitive du volcan de Kaménis (Santorin). (Praktika de l'Acad. d'Athènes 2. 1927. 259.)
- L'éruption des Kaménis (Santorin) en 1925. II. (Bull. volcanolog., Napoli IV an. No. 11 et 12. 1^{er} et 2^e Trimestre 1927. 7—46.)
- Lacroix, A. et C. A. Ktenas: Les laves actuelles de Fouqué-Kaméni. (C. R. de l'Acad. des Sc. Paris. 181. 1925. 895.)
- Herrmann, E.: Zum Ausbruch des Vulkans auf der Insel Santorin. (Geografiska Annaler, Stockholm 1926. 217—229.)
- Phillips, J. E. T.: Mufumbiro. The Birunga Volcanoes of Kigezi-Ruanda-Kivo. (Geogr. Journ. London 1923. 233—258.)
- Dixey, F.: The Nyassaland Section of the Great Rift Valley. (Geogr. Journ. 68. 1926. 117—140.)
- Sikes, H. L.: The structure of the eastern Flank of the Rift Valley near Nairobi. (Geogr. Journ. 68. 1926. 385—402.)
- Linke, H.: Die Virungavulkane. (Dissert. Leipzig 1917.)

Hans Meyer: Morphologie der Virungavulkane in Ruanda, Ostafrika. (Abh. d. math.-phys. Kl. d. Sächs. Akad. d. Wiss. Leipzig 1927. 40. 1. Abh. 31 p. 1 Karte, 1 Panorama u. 10 Taf.)

„Eine Skizze von der Morphologie der Virungavulkane und von deren tektonisch-geologischer Bedingtheit“ wird entworfen. Sie sind gebunden an die große Störungszone des sog. zentralafrikanischen Grabens und verdanken ihre Entstehung am Nordende des Kiwu-Sees der Kreuzung mit einem ostwestlichen Querbruch. Hier soll die Zersplitterung der Erdkruste am stärksten, ihre Aufspaltung am tiefsten sein, so daß den Magmen der Tiefe ein leichterer Ausweg als an anderen Stellen der zentralafrikanischen Störungszone geschaffen sei. Ähnliche Verhältnisse finden sich auch an anderen Stellen des ostafrikanischen Vulkangebietes. Der an der Kreuzungsstelle der Störungszonen entstandene Kesselbruch ist fast ganz von den Erguß- und Auswurfsmassen eines ausgedehnten Vulkangebirges bedeckt. Aus den Lavadecken herausragende Granitkuppen und -rücken werden als die Gipfel und Kämmen abgesunkener granitischer Schollen angesehen, die von den jüngeren, glutflüssigen Lavaströmen umflutet worden und dabei in ihren peripheren Teilen zuweilen durch magmatische Einwirkungen verändert sind.

Auf einer Fläche von rund 4800 qkm sind die riesigen Felder von Laven und Tuffen in einem vielbewegten und vielgestaltigen Relief ausgebreitet mit vielen Hunderten von kleinen, über die wellige Fläche zerstreuten Ausbruchskegeln und -kratern, von vereinzelt lavaumflossenen Granitkuppen, von langen Lavawällen und -wülsten, von klaffenden Spalten wie in Gletschern, von vielgliederigen Tuffstufen, von Anstauungen der Fladen- und Blocklava usw. Wo sie noch jung und kahl sind, zeigen sie ins Große erweiterte „Phlegräische Felder“ Ostafrikas.

Lockere, sog. klastische Aufschüttungen treten stark zurück.

Erosion durch fließendes Wasser tritt wegen der Klüftigkeit des Untergrundes trotz starker Niederschläge stark zurück. Radiale Tiefenerosion ist aber an allen Vulkanbergen zu beobachten. Die von den Regengüssen gerissenen Wunden werden an den beiden noch aktiven, westlichen Vulkanen Niragongo und Namlagira immer wieder durch neue Laven, Schlammassen und Aschen zugedeckt und verheilt.

Alle typischen vulkanischen Großformen von Spitzkegeln, Stumpfkegeln, Pyramiden, Schilden, Domen usw. treten auf. Einfache Vulkane herrschen vor. Karissimbi und Niragongo sind Drillinge. Alle Virungavulkane sind Stratovulkane, vielleicht mit Ausnahme des Karissimbi, den man wohl als Quellkuppe größten Formats anzusehen hat.

Die Kurve der Gehänge ist bei den Virungavulkanen nach außen konkav, wenn der Berg überwiegend von groben Auswürflingen und dickflüssigen Laven aufgebaut ist. Je dünnflüssiger die Laven und je feiner und lockerer die Auswurfstoffe sind, desto mehr werden die Böschungen und Profilkurven geradlinig oder konvex. Der Namlagira ist der Typus eines aus extrem dünnflüssigen basaltischen Laven von seinem zentralen Gipfelkrater her gleichmäßig aufgebauten Schildvulkans.

Die ältesten der Virungavulkane sind frühestens im Mitteltertiär gebildet worden. Zerstörungen bis in den Kern des Vulkanberges, wie an der wuchtigen „Quellkuppe“ Sabinjo, sind den Abschwemmungen der Pluvialzeit zuzuschreiben. Sehr starke Denudation des oberen Mikenos ist vor allem auf glaziale Wirkung zu beziehen. Der Niragongo zeigt einen durch die explosiven Eruptionen, durch Einbruch oder Senkung geschaffenen Gipfelkrater (Caldera), an dessen weiterer Umformung das Magma aktiv teilnahm. Zwei kreisförmige, brunnenförmige Explosionsschloten zeigt auch die Caldera des Namlagira.

Namlagira und Niragongo gehören zu den Vulkanbergen vom hawaiischen Typus oder vom isländischen Dyngjot-Typus. Ein Parallelismus der Gipfeleruptionen von Niragongo und Namlagira besteht nicht, so daß wohl jeder von beiden seinen eigenen Magmaherd hat.

Über die Petrographie der Gesteine hat H. FINKER berichtet (Wiss. Ergeb. d. Dtsch. Zentralafrika-Exped. 1907—08. 1. 3—44).

Erich Kaiser.

Kemmerling, G. L. L.: De vulkaan van het eiland Makjan. (Natuurk. Tijdschr. v. Ned-Indië. 88. Weltevreden 1923. 162—163.)

- Kemmerling, G. L. L.:** De Piek van Ternate. (Natuurk. Tijdschr. v. Ned.-Indië. 83. Weltevreden 1923. 164—165.)
- De „Piek van Ternate“. Een beklimming van de „Piek van Ternate“ 28/29 Juli 1918. (Natuurk. Tijdschr. v. Ned.-Indië. 80. Weltevreden 1920. 37—76 u. 279—280. M. 11 Fig. u. Kartenbeil., sowie ausführlichen Literaturangaben [von H. J. VAN LUMMEL].)
- Bemmelen, R. W. van:** Over de toekomst van een met vulkanischen stoom gedreven Centrale in Nederlandsch-Indië. (De Mijningenieur. 9. 1928. 67—72.)
- Escher, B. G.:** Gesteenten van de Kelei (Berouw, Oost-Borneo). (Natuurk. Tijdschr. v. Ned.-Indië. 80. Weltevreden 1920. 29—36. M. 3 Fig.)

Harold T. Stearns: The Netherlands-East Indies Volcanological Survey. (Zs. f. Vulkanol. 9. 1925/26. Berlin. 73—76. [With 1 plate.])

Nach Verf. ist von den Arbeiten des niederländisch-indischen vulkanologischen Dienstes in Amerika nur wenig bekannt, da die Veröffentlichungen bisher fast nur in niederländischer Sprache erfolgten. Er gibt daher hier eine kurze englische Zusammenfassung über die Organisation des Dienstes und berichtet dabei über die wichtigste Literatur, die Art der angewandten Methoden und Instrumente, die Besetzung von Beobachtungsposten auf Vulkanen und die hauptsächlichsten Ergebnisse.

Die bisher vollbrachten Leistungen des Dienstes sind nach Verf. aller Bewunderung wert.

F. Musper.

G. L. L. Kemmerling: L'archipel indien centre important de volcanisme. (Bull. volcanologique. Neapel 1926. 87—98. Avec une carte.)

Einleitend weist Verf. auf die geringe Berücksichtigung der in niederländischer Sprache geschriebenen Arbeiten über die Vulkane des indischen Archipels in der internationalen vulkanologischen Literatur hin. Dem soll aber künftig im „Bulletin volcanologique“ durch kurze, in bekannteren Sprachen verfaßte Abrisse vorgebeugt werden.

Sodann wird ein kurzer geschichtlicher Überblick über die vulkanologische Forschung gegeben und die wichtigste einschlägige Literatur über Niederländisch-Indien genannt.

Von den 400 aus dem Indischen Archipel bekannten, rezenten Vulkanen liegen auf der vulkanischen Linie des Bogens Sumatra—Java—Kleine Soenda-Inseln—Banda-Bogen 73, auf der des Minahasa-Bogens (einschließlich Bucht von Tomini) und der Sangi-Inseln 11 und auf der Westseite von Halmahera 6 tätige Vulkane (bezw. Vulkane im Fumarolenstadium). Dabei sind uns von 56 Vulkanen historische Eruptionen überliefert¹.

¹ Nach neueren Zählungen (Bulletin of the Netherlands East Indian Volcanological Survey, No. 2, December 1927) handelt es sich um 60 Vulkane, die in historischer Zeit (seit 1600) aktiv waren, und um 43, die sich in der Fumarolenphase befinden und von denen wir keine Eruptionen kennen. Ref.

In einer tabellarischen, regional geordneten Übersicht sind die Stadien der Tätigkeit, die Arten der Eruptionen, die Daten der letzten Ausbrüche, sowie die Höhen der 90 rezenten Vulkane vermeldet. **F. Musper.**

Ch. E. Stehn: Probebohrungen zur Gewinnung vulkanischer Energie in Niederländisch-Indien. (Zs. f. Vulk. 11. 1927. 53—55. M. 1 Taf.)

Kurzer Bericht über die Ergebnisse der Probebohrungen in dem 0,12 qkm großen Fumarolenfeld von Kawah Kamodjang (Goentoer-Gebiet, Westjava). Ähnliche Fumarolenfelder stehen in Niederländisch-Indien in großer Zahl zur Verfügung, das genannte dient nur als Versuchsfeld.

Bei der dritten Bohrung erfolgte in 66 m Tiefe am 29. Oktober 1926 ein kräftiger Ausbruch von fast reinem Wasserdampf ohne mechanische Verunreinigungen und mit kaum merkbarem H_2S -Gehalt. Bei geschlossener Bohrung betrug der Druck $4\frac{1}{2}$ Atm., bei durchströmendem Gas $2\frac{1}{2}$ Atm. mit einer Ausströmungstemperatur von $123^\circ C$. Die Dampfmenge entspricht einer elektrischen Energie von ± 900 KW. Bis zum Abschluß des Berichts (10. Januar 1927) haben sich Temperatur und Druck in keiner Weise verändert. **F. Musper.**

Ch. E. Stehn: Die vulkanischen Ereignisse in Niederländisch-Indien in den Jahren 1924—1926. (Zs. f. Vulk. 11. Berlin 1927. 41—52. M. 5 Taf. u. 1 Kartenskizze im Text.)

Über die vulkanologischen Beobachtungen in Niederländisch-Indien bis Anfang 1925 wurde in dies. Jb. bereits berichtet (Ref. 1926. I. B. 3. 208 bis 210). Es genügt daher, hier auf die in der Schrift erwähnten Ereignisse und Untersuchungen bis Ende 1926 zurückzukommen.

1. Java.

Poelosari. An der NW-Seite ein Feld von etwa 100, teilweise kräftigen Solfataren.

Salak. Feststellung mehrerer Solfatarenfelder.

Tangkoeban Prahoe. In 1925 Zunahme der Zahl der giftigen Gasemanationen und der Solfatarentätigkeit, bis 1. März 1926 eine heftige Dampfexplosion in der Kawah Ratoe stattfand, gefolgt von Schlamm- ausbrüchen aus dem neugebildeten Krater bis Mitte des Jahres.

Kawah Kamodjang. Zwei Schlamm- ausbrüche in verschiedenen Teilen dieses Solfatarenfeldes. Eine seismische Erschütterung gegen Ende 1926.

Papandajan. Fortdauer der erhöhten Tätigkeit in der Kawah Nangkak, bestehend in Solfatarenbildung, Auswurf von Steinen und flüssigem Schwefel, Ansteigen der Gastemperatur (bis 162°), abwechselnden Schlamm- und Gasausbrüchen bis zum plötzlichen Eintritt der Ruhe in der Nacht vom 8. auf 9. März 1925. In 1926 einzelne Gas- und Schlamm- eruptionen an verschiedenen Stellen.

Tampomas. Die östlich des Vulkans um 1887 noch tätigen Solfataren sind jetzt erloschen.

Galoenggoeng. Abnahme der Fumarolentätigkeit und der Temperaturen an der Quellkuppe von 1918, doch gleichbleibende Temperaturen in den Thermen der Umgebung.

Telaga Bodas. Weitere Ausbreitung der Solfataren am Ostufer des Kratersees.

Kawah Karaha. Dieser bisher in der Literatur unerwähnte Krater mit mehreren Solfataren und Thermen liegt ungefähr in der Richtung Galoenggoeng-Telaga Bodas nördlich des letztgenannten Vulkans.

Slamat. Zunahme der Temperatur und Ausbreitung der Solfataren seit 1923, bis am 27. November 1926 im Ostteil des tiefsten Kraterbodens eine Eruption von Schlamm, Schwefel und großen Blöcken erfolgte, verbunden mit starkem unterirdischen Rollen, schweren Rauchwolken und Aschenfall und gefolgt von Dampf- und H_2S -Entwicklung von erhöhten Temperaturen. Der Ausbruch ist als Dampfexplosion zu deuten. „Die Ursache dürfte in dem Eindringen großer Regenmengen in die tieferen Lagen des Vulkankörpers zu Beginn der Regenzeit zu suchen sein.“

Merapi (Mitteljava). Kein Ausbruch, doch (in 1925) mehrfach vulkanische Beben, Temperatursteigerung und Wandern der Haupttätigkeit der Solfataren festgestellt.

Oengaran. An diesem Vulkan kommen Solfataren, Thermen und starke Mofetten vor.

Wilis. Nur schwache Solfatarentätigkeit am SW-Fuß des Bergs, doch starke CO_2 -Entwicklung in der Nähe (1926).

Keloet. Juni 1926 wurde die 1919 begonnene, künstliche Senkung des Wasserspiegels um 50 m beendet. Große Verwüstungen dürften bei künftigen Ausbrüchen kaum erwartet werden, da die Wassermenge im Kratersee nunmehr von 39,8 auf 1,8 Millionen Kubikmeter vermindert ist. Unter dem Einfluß entweichender Gase stieg die Wassertemperatur zweimal an, um dann wieder abzunehmen.

Bromo, Semeroe und Raoeng. Mit Ausnahme zeitweilig stärkerer Gasentwicklung, besonders zu Beginn der Regenzeit, Ruhe.

Lamongan. Die seismischen Störungen seit September 1924 am Fuß des Vulkans dauerten bis Ende März 1925 fort, am Gipfelkrater zeigten sich dabei keine Veränderungen.

Kawah Idjen. Die gegen Ende 1925 normale Temperatur des Kratersees von 18° stieg Ende März 1926 plötzlich infolge erhöhter vulkanischer Tätigkeit auf 45° , erreichte jedoch im Dezember rasch wieder ihren normalen Stand.

2. Außenbesitzungen.

Aus dem Jahre 1925 werden keine Besonderheiten gemeldet, von 1926 die folgenden:

Gamkonora (Halmaheira). Im Juni Aufsteigen starker Gasmassen aus der Krateröffnung und erhöhte Solfatarentätigkeit in den übrigen Kraterteilen.

Batoer (Bali). Am 2./3. August begann unter Dröhnen und Zittern des Bodens ein Ausbruch, bei dem sich am SW-Fuß des Zentralkegels eine

Spalte öffnete, über der zahlreiche kleine Krater entstanden. Die explosive Tätigkeit hielt bis 14. September an und war von gemischt strombolianischem Typus. Ein Teil der Krater förderte vulkanischen Sand, Staub und Bomben, aus den tiefer gelegenen floß die Lava über, strömte nach verschiedenen Richtungen rasch abwärts und legte einen Maximalabstand von 3800 m zurück. Der Lavaausfluß wurde bis 21. September beobachtet. Im ganzen flossen etwa 20,8 Millionen Kubikmeter Lava aus, ihre Ausflußtemperatur wird zu $\pm 1100^{\circ}$ C, ihre Erstarrungstemperatur zu $\pm 750^{\circ}$ C veranschlagt. „Lava, Schlacken, Bomben und das feine Material bestehen aus einem an Olivin ungemein reichen, an Pyroxen sehr armen Basalt, worin Feldspat und Olivin als Einsprenglinge vorherrschen, während Feldspat, Olivin, etwas Pyroxen, Erz und Glas die Grundmasse zusammensetzen.“ Am Gipfel- und den Adventivkratern des Batoer wurden keinerlei Veränderungen bemerkt. Man hat es also mit einer exzentrischen Eruption (ähnlich den am Ätna beobachteten) zu tun.

Merapi (bei Fort de Kock), Tandikat und Talang (Mittelsumatra). Während und nach dem großen Erdbeben in Mittelsumatra von Ende Juni zeigten diese Vulkane keine Spuren einer Eruption, allein am Merapi und Tandikat ließ sich eine geringe Ausbreitung der Solfataren nachweisen.

F. Musper.

L. J. C. van Es: Relations between the new volcano of the „Île des Cendres“ (Annam) and extinct volcanoes in Borneo. (With 1 map.) (Bull. volcanologique. Neapel 1925. 212—215.)

Es wird eine tektonische Linie angenommen, die das Grenzgebirge zwischen den Westteilen Niederländisch-Westborneos und Serawaks mit dem Westrand der Natoena-Inseln verbindet und in bogenförmigem Verlauf mit der östlichen Gebirgskette von Annam in Zusammenhang gebracht wird. Parallel dazu, wenig westlich, verläuft eine vulkanische Linie. Auf dieser liegt in Westborneo die sich um die Berge Nioet, Melaboe und Sitong scharende Gruppe erloschener Vulkane, welche teils basaltische, teils andesitische Laven geliefert haben. In nordwestlicher Richtung liegt auf der Linie die Basaltinsel Midai (zwischen den Anambas- und den Süd-Natoena-Inseln) und weit nordnordöstlich von dieser, der Küste von Cochinchina vorgelagert, befinden sich darauf die teilweise noch tätigen Vulkane der Inseln Grande Catwich, Ile des Cendres und Cécir de Mer, bestehend aus Basalten und deren Tuffen.

F. Musper.

G. L. L. Kemmerling: Les volcans actifs de l'Île de Flores. (Bull. volcanolog. 4. Neapel 1927. 50—68. Avec 1 carte et 9 planches.)

Verf., der in den Jahren 1924—1925 die meisten tätigen Vulkane von Flores besucht hat, bezeichnet diese Insel in vulkanologischer Hinsicht als die interessanteste unter den Soenda-Inseln.

Nach kurzer historischer und geographischer Einleitung wird die — „sehr einfache“ — geologische Geschichte der Insel mit knappen Strichen skizziert.

Bemerkenswert ist dabei die überraschende Angabe, daß gegen Ende des Neogens im Zusammenhang mit der Auffaltung der neogenen Sedimente (die zugleich als die ältesten der Insel angesehen werden) aufgestiegene Granodiorite diese metamorphosiert haben (vgl. hierzu jedoch Ref. über H. EHRT, Geologisch-mijnbouwkundige onderzoekingen op Flores. 1928). Noch im Pliocän haben dann vorherrschend andesitische Eruptiva die eben gefaltete Unterlage diskordant überdeckt. Ein Teil dieser Eruptionszentren blieb bis heute in Tätigkeit. Subrezente Korallenriffe lassen sich im Innern der Insel bis in 400 m Höhe nachweisen. Auch die Häufigkeit der Erdbeben weist darauf, daß Flores wie die nahebei gelegene Tiefseezone zum labilsten Teil der kleinen Soenda-Inseln gehören.

Es werden folgende 14 aktive Vulkane gezählt (Reihenfolge westöstlich):

in der Landschaft	$\left\{ \begin{array}{l} \text{Wai-Sano} \\ \text{Potjo Leok} \end{array} \right.$	$\left. \begin{array}{l} \text{die vulkanischen Produkte be-} \\ \text{decken die neogenen Sedi-} \\ \text{mente des Südteils dieser} \\ \text{Landschaften beinahe völlig} \end{array} \right\}$
Mangarai		
in der Landschaft	$\left\{ \begin{array}{l} \text{Inië Like} \\ \text{Inië Rië} \\ \text{Amboe Romboe (Kéo)} \end{array} \right.$	$\left. \begin{array}{l} \text{die vulkanischen Produkte} \\ \text{lassen an der Innenseite der} \\ \text{Endeh-Bai größere Neogen-} \\ \text{Komplexe unbedeckt} \end{array} \right\}$
Ngada		
in der Landschaft		
Endeh (mit In- sel Paloeweh)	$\left\{ \begin{array}{l} \text{Poeih (= Medja)} \\ \text{Ija (= Endeh-Api)} \\ \text{Soekaria} \\ \text{Geli Moetoe} \\ \text{Paloeweh} \end{array} \right.$	$\left. \begin{array}{l} \text{die vulkanischen Produkte do-} \\ \text{minieren über die neogenen} \\ \text{Sedimente, die besonders im} \\ \text{Grenzgebiet d. beiden Land-} \\ \text{schaften verbreitet sind.} \end{array} \right\}$
in den Landschaf- ten Maoemere und Ost-Flores	$\left\{ \begin{array}{l} \text{Egon} \\ \text{Lobetobi Laki-Laki} \\ \text{Lobetobi Perampoewan} \\ \text{Leweno} \end{array} \right.$	

Alle diese Vulkane werden kurz, doch treffend geschildert, unter Beigabe von Tafelabbildungen nach Photographien.

Bei der Untersuchung von Flores hat sich gezeigt, daß unsere Kenntnis von der Tätigkeit der dortigen Vulkane sehr unvollkommen war. An Ergebnissen allgemeiner Art ließ sich feststellen:

Es bestehen enge Beziehungen zwischen Vulkanismus und Tektonik (neogene Faltung, rezente Hebung). Die Vulkane folgen daher Linien, die den Faltungsachsen parallel verlaufen bzw. Brüchen entsprechen. Die jüngsten Eruptionen sind sowohl explosiver als effusiver Art. Mehrfach wurden Lavakuppeln und -pfropfen beobachtet.

F. Musper.

H. Tanakadate: The Activity of the Tarumai Dome after 1917, and its Morphological Development. (Jap. Journ. Geol. and Geogr. 3. 1924. 10 p. 1 Textabb. 1 Taf.)

Der 1909 gebildete Dom begann 1917 neue Tätigkeit, die mit Intervallen bis 1923 anhält. Verf. beschreibt die Veränderungen in Form und Gestalt des Vulkans, es ergibt sich daraus, daß er sich jetzt in einem Zerstörungsvorgang befindet. Der Dom ist in zwei Richtungen zerbrochen, die Aus-

brüche erfolgen auf den Spalten, der Dom selbst sinkt ein, die zentrale Ausbruchsstelle hat sich verlagert und die Lavabrocken bilden eine Terrasse um den Dom.

Leuchs.

F. Homma: Structural Evolution of the Volcanic District, North of Lake Suwa. (Jap. Journ. Geol. and Geogr. 3. 1924. 13 p. 1 Taf.)

Kurze Beschreibung der Sedimente und Eruptiva. Daran schließt sich die Darlegung der strukturellen Entwicklung während jeder vulkanischen Periode. In einer Tabelle werden die Ergebnisse zusammengestellt. Es zeigen sich zwei Zyklen: pliocäne Quarzdioritförderung, diluviale Andesitförderung, Wechsel von aktivem und rezessivem Stadium, auch die Bildung der verschiedenen tektonischen Störungen läßt sich zeitlich einordnen, ebenso wie natürlich die wechselnde Förderung und Vulkanbildung. Geologische Karte und Deckblatt der Spalten erläutern anschaulich die große Mannigfaltigkeit der vulkanischen Vorgänge.

Leuchs.

Bartrum, J. A.: White Island Volcano. (New Zealand Journ. Science and Technol. 8. 1926. 261—266.)

W. H. Bucher: Crypto-volcanic Structures of Europe and America. (Bull. Geol. Soc. America. 36. 1925. 149. Abstract.)

Verf. hat in Ohio und Kentucky zwei Analogiefälle zum Steinheimer Becken bzw. Nördlinger Ries aus paläozoischer Zeit kartieren können. Diese Vorkommen sind wegen ihres höheren Alters wesentlich tiefer erodiert als das Steinheimer Becken oder das Ries und lassen infolgedessen den Explosionsmechanismus weit besser erkennen. Daraus ergibt sich, daß die Theorie von KRAZ über die Riesexplosion als zutreffend anzusehen ist.

Curt Telehert.

Erdbeben.

Schweydar, W. u. H. Reich: Künstliche elastische Bodenwellen als Hilfsmittel geologischer Forschung. (GERLAND's Beitr. z. Geophysik. 17. 1927. 121—147.)

Spitaler, R.: Beziehungen zwischen Erdbeben und Gebirgsfaltung. (GERLAND's Beitr. z. Geophysik. 17. 1927. 243—253.)

Mohorovičić, St.: Über Nahbeben und über die Konstitution des Erd- und Mondinnern. (GERLAND's Beitr. z. Geophysik. 17. 1927. 180—231.)

V. Conrad: Zur Frage der Erdbebenhäufigkeit und Polbewegung. (GERLAND's Beitr. z. Geoph. 18. 1927. 247—261; siehe auch den Auszug hieraus in Zs. f. Geoph. 3. 1927. 339.)

Zur Klärung der Frage der Periodizität der Erdbeben hat Verf. nunmehr auch das von den subjektiven Momenten einer unmittelbaren Beobachtung freie Material der instrumentellen Registrierungen von Batavia

herangezogen, wobei die Untersuchung ferner noch dadurch etwas durchsichtiger wurde, daß hier starke und rasche Luftdruckschwankungen sowie steile Gradienten als sekundär auslösende Faktoren kaum in Frage kommen. Es konnte so aus den 16 Jahren von 1910—1925 unter möglichster Ausscheidung der Nachbeben die zeitliche Verteilung von 850 *N a h b e b e n*, d. h. solcher Beben, die im Umkreis von nicht über 1000 km Abstand von Batavia stattgefunden hatten, analysiert werden, was mit Sorgfalt und Umsicht geschah.

Weder die Wahrscheinlichkeitskriterien des ABBE'schen Quotienten und der Expektanz noch die Phasenzeiten lassen hier jedoch auf die Existenz einer realen Tagesschwankung schließen, so daß also entweder in diesem tropischen Gebiet eine tägliche Periode tatsächlich nicht vorhanden ist oder dieselbe so klein ist, daß sie aus den vorliegenden Daten noch nicht abgeleitet werden kann. Genau der gleiche Schluß war in bezug auf einen etwaigen jährlichen Gang zu ziehen; und in beiden Fällen wurde das negative Ergebnis nur erhärtet, wenn man die Analyse auf die 312 Erdbeben beschränkte, welche aus der näheren Umgebung (bis zu maximal 260 km Entfernung von Batavia), nämlich aus den Residentschaften von Batavia, Bantam und Preanger stammten.

Die räumliche Beschränkung auf diese „Preanger-Beben“ geschah im Hinblick auf das Folgende besonders deswegen, um eine größere Gewähr bezüglich der Einheitlichkeit des seismischen Verhaltens des zu untersuchenden Bezirks zu haben; sie wurde durch das vielleicht zeitlich spiegelbildliche Auftreten der Beben in den Ostalpen einerseits und in den Apenninen und Dinaren andererseits nahegelegt. (Siehe die Besprechung der betreffenden Arbeit von CONRAD in dies. Jb. II, 1928, Heft 2, p. 219.)

Mit einiger Wahrscheinlichkeit ergab nun die auf Versuchsperiodenlängen zwischen 4 und 24 Monaten angewendete mühevollste Periodogrammanalyse dieses so ausgewählten Materials in Verbindung mit dem Phasenkriterium Anzeichen für das reale Vorhandensein einer 10monatigen und einer 14monatigen Periode, wobei die letztgenannte Periode auch noch durch das ABBE'sche Kriterium gestützt wird. Eine im Periodogramm noch hervortretende dritte Periodenlänge von 16 Monaten erscheint dagegen im übrigen nicht weiter gesichert. Da nun die 14monatige Periode ziemlich genau der CHANDLER'schen Periode in der Polbewegung entspricht, so ist Verf., indem er sich überdies an verwandte Untersuchungen von R. SPITALER anlehnt, sehr geneigt, einen ursächlichen Zusammenhang zwischen Erdbeben und Polverlagerung anzunehmen, ohne indessen eine solche kausale Beziehung etwa als schon erwiesen zu betrachten.

In der Tat gibt in dieser Beziehung der außerordentlich geringe Betrag der Änderung der Oberflächenbeschleunigung sehr zu denken, welcher durch die mit einer Polverschiebung verbundene Änderung der Zentrifugalkraft bedingt wird, und der sich im Meridian der Polverschiebung bei einer Breitenänderung von $0,1''$ nicht, wie SPITALER angibt, auf $17,2 \text{ cm/sec}^2$, also auf immerhin den 57. Teil der Schwerebeschleunigung, sondern der Größenordnung nach auf nur den 10⁹. Teil hiervon beläuft. (Siehe den Artikel von

T. P. KRAVETZ, „Über den Zusammenhang der Erdbeben mit den Polhöhen-schwankungen in d. Zs. f. Geoph. 3. 1927. 221—224.) Und wenn auch bei labilen Verhältnissen als auslösende Ursache gewiß schon eine sehr kleine Beschleunigung ausreicht, so wird letztere doch nicht unter einen Schwellenwert sinken dürfen, unter dem aber der soeben angegebene richtige Betrag zweifellos liegen dürfte. (Ref.)

Die sehr anregende Arbeit von CONRAD nimmt schließlich auch noch kurz zu einem etwaigen Mondeinfluß Stellung. Eine sichere Entscheidung, ob vielleicht Vollmond und Neumond bebenauslösend wirkten, war jedoch nicht zu gewinnen.

E. Tams.

A. Cavasino: Sul massimo di frequenza notturno dei terremoti. (Boll. d. Soc. Sismologica Italiana. 26. 1926. 105—109.)

Eine Untersuchung, welche auf Grund der in den 30 Jahren von 1891 bis 1920 beobachteten 656 stärkeren italienischen Erdbeben (\geq VI° MERCALLI) über einen etwaigen Zusammenhang zwischen der Luftdruckverteilung und dem Auftreten der Beben vorgenommen wurde, führte zu einem negativen Ergebnis. Nicht nur zeigte sich keine außergewöhnliche Bebenfrequenz bei niedrigem oder bei hohem bzw. bei normalem Luftdruck, sondern es gab sich auch keine Beeinflussung derselben durch den Gradienten. Bezüglich des letzten Punktes fällt auf, daß das Resultat von demjenigen einer Studie von CONRAD über die zeitliche Verteilung der österreichischen Beben abweicht, insofern hier starke Luftdruckgradienten als eine sekundär auslösende Bebenursache anzusprechen waren. Und wenn Ref. bei den vogtländischen Erdbebenschwärmen auch keinen Einfluß des Gradienten finden konnte, so waren während dieser Stoßreihen die Gradienten nachweislich niemals stark gewesen. Leider sind von CAVASINO keinerlei nähere Angaben über den Gang der Untersuchung gemacht worden, so daß eine kritische Stellungnahme nicht weiter möglich ist. Im ganzen waren in dem zur Verfügung stehenden 30jährigen Zeitraum (siehe die Besprechung in dies. Jb. 1926. I. 15/16) 13 531 Beben zur Beobachtung gelangt, von denen 4954 selbständigen Charakter hatten. Das verwertete Material stellt also auch nur einen Bruchteil des gesamten dar.

In der früheren Arbeit war durch eine einfache Auszählung gezeigt worden, daß unter Berücksichtigung aller wahrgenommenen Beben die Anzahl der von 6 Uhr abends bis 6 Uhr morgens stattgefundenen sich zu der Anzahl in den übrigen Tagesstunden wie 4 : 3 = 1,33 verhält. Und dies Verhältnis bleibt praktisch das gleiche (nämlich 1,34), wenn man nur die 2084 Stöße \geq V° MERCALLI in Rechnung setzt, so daß es den Anschein hat, daß diese tägliche Periode einen realen Teil besitzt, indem sie nicht nur durch die bessere Wahrnehmbarkeit der leichteren Stöße während der nächtlichen Ruhe vortäuscht wird. Da aber nach obigem wenigstens in der täglichen Schwankung des Luftdrucks eine Ursache zu einer solchen Periodizität nicht wohl erblickt werden kann, so machen sich vielleicht auch noch bei den auf V° Intensität geschätzten Stößen die während des eigentlichen Tages und der Nacht verschiedenen physio-psychologischen Bedingungen der unmittelbaren Wahr-

nehmbarkeit insofern geltend, als man nachts die Stärke eher auf V° veranschlagen wird als am Tage, wo man sie nur dem Grad IV zuordnen würde. Werden nun diese sich der Zahl nach auf 1428 belaufenden Stöße ausgeschieden, so nimmt der Quotient für die übrigbleibenden 656 Stöße in der Tat mit 1,04 einen Wert nahe an 1 an, und dieser Wert bleibt wieder praktisch ungeändert (nämlich 1,03), wenn man schließlich nur die 189 Stöße in Rücksicht zieht, deren Intensität mindestens VII° MERCALLI betrug. Auch CONRAD fand aus dem mikroseismischen Material der von 1906—1925 in Wien zur Registrierung gelangten Nahbeben bei Anwendung eines schärferen analytischen Verfahrens u. a. kein Anzeichen für die Realität einer täglichen Periode, wenn auch betreffs der Phasenzeiten eine gute Übereinstimmung mit den diesbezüglichen Verhältnissen bei den österreichischen Beben überhaupt und bei den vogtländischen Beben vorhanden ist. (Siehe die Besprechung in dies. Jb. II, 1928, Heft 2, p. 219.) Zur endgültigen Klärung der Frage einer täglichen Periode im Auftreten der Erdbeben bedarf es jedenfalls noch weiterer analytisch eindringender Untersuchungen, am besten an der Hand eines möglichst umfangreichen und homogenen instrumentellen Beobachtungsmaterials. Dann wird man auch sicherer entscheiden können, ob es nur ein Zufall ist, daß die beiden letzten von CAVASINO ermittelten Quotienten (1,04 und 1,03) immer noch ein wenig über 1 liegen.

E. Tams.

G a ß m a n n, F.: Jahresbericht des Schweizerischen Erdbebendienstes. 1926. (Ann. d. Schweiz. Meteorologischen Zentralanstalt. Zürich 1926. 14 p.)

A. Cavasino: *Macrosismi avvertiti in Italia nell'anno 1925.* (Boll. d. Soc. Sismologica Italiana. 26. 1926. 125—138.)

—: *Macrosismi avvertiti in Italia e Colonie nell'anno 1926.* (Ebenda. 27. 1927. 25—40.)

Im Jahr 1925 handelte es sich um 164 Stöße, von denen aber nur drei eine Intensität größer als VI° MERCALLI besaßen und keiner VIII° überschritt. Das bedeutendste Beben (VII—VIII°) fand am 24. September in Molise statt.

Im Jahr 1926 lagen für Italien über 136 Beben Mitteilungen vor, von denen auch nur fünf den Stärkegrad VI und keines den Grad VIII überstieg. Intensität VII—VIII° wurde einmal und zwar bei dem Beben am 17. August im Gebiet der Äolischen Inseln beobachtet. Für beide Jahre sind die Beben wieder mit ihrer Eintrittszeit, ihrer Stärke und ihrem Schüttergebiet tabellarisch zusammengestellt, sowie außerdem ihrem zeitlichen Auftreten nach (stündliche, monatliche, jahreszeitliche Verteilung) kurz statistisch überblickt. Aus dem Dodekannes und der Kyrenaika finden sich Angaben über 26 Stöße bzw. 1 Stoß.

E. Tams.

E. Tams: Die seismischen Verhältnisse des offenen Atlantischen Ozeans mit Einschluß seines westlich von Gibraltar gelegenen Teiles. (GERLAND'S Beitr. z. Geoph. 18. 1927. 319—353; siehe auch den Auszug in der Zs. f. Geoph. 3. 1927. 361—363.)

Das mikroseismische Material der 19 Jahre von 1908 bis 1926 gestattete, mit Sicherheit 84 Erdbebenepizentren zu bestimmen, welche dem Gebiet des offenen Atlantik angehören. Dabei zeigt aber ihre nähere kartographische Festlegung, daß sie zu 86 % ausschließlich auf der mittelatlantischen Schwelle liegen und zwar ganz überwiegend auf dem nordatlantischen Teil und dem äquatorialen Mittelstück derselben. Von der Insel Ascension über St. Paul und die Azoren bis zu 50° N schmiegen sie sich fast lückenlos eng dem gewundenen Verlauf dieses unterseeischen Rückens an, und auch jenseits 50° N wird durch sie das Vorhandensein eines schmalen Instabilitätsstreifens angezeigt, der in 55° N in den Reykjanes-Rücken umbiegt und dadurch Anschluß an das isländische Schüttergebiet findet. Demgegenüber erweisen sich die zu beiden Seiten liegenden Tiefseebecken, nämlich das nordamerikanische Becken und die Kapverden-Mulde als praktisch erdbebenfrei, so daß sich die nordatlantische Schwelle auch in seismischer Beziehung sowohl von der Region des europäisch-afrikanischen wie von der des amerikanischen Mittelmeeres deutlich abhebt. Jene erstgenannte mediterrane Schütterzone erstreckt sich nur noch mit einem freilich sehr bezeichnenden Ausläufer bis in das ovale iberisch-marokkanische Einbruchsbecken westlich von Gibraltar hinein, aus welchem in dem untersuchten Zeitraum fünf Beben stammten, welches aber auch den Herd des großen Lissaboner Erdbebens von 1755 beherbergt haben dürfte.

Eine besondere Häufung von Epizentren wies in Übereinstimmung mit einer schon früher von RUDOLPH gemachten Feststellung das schmale Mittelstück der Schwelle zwischen den Inseln Ascension und St. Paul auf, außerdem aber noch die Gegend in 46°—47° N und 28°—29° W und das Zehngradfeld zwischen 50° und 60° N und 30° und 40° W am Ende des Reykjanes-Rückens. Ihrer Intensität nach verteilen sich die Beben über die Schwelle recht gleichmäßig; einige unter ihnen riefen instrumentelle Registrierungen hervor, die darauf schließen lassen, daß mit ihnen sehr erhebliche Zerstörungen verbunden gewesen wären, wenn sie auf dem Lande stattgefunden hätten. Doch ereignete sich hier kein ganz schweres Beben von der Größenordnung der katastrophalen zentralasiatischen oder japanischen usw. in den pazifisch-mediterranen Stoßregionen.

Die südatlantische Schwelle zeigt sich erheblich schwächer bewegt; die Spärlichkeit der Epizentren in den Breiten ab 35° S dürfte aber auch mit auf dem Umstand beruhen, daß dieses Gebiet von den gut beobachtenden Erdbebenstationen, die zum größten Teil immer noch in Mitteleuropa und im O Nordamerikas liegen, eine zu große Entfernung hat, als daß es als hinlänglich seismisch überwacht gelten könnte. Aber auch die südatlantische Schwelle hebt sich seismisch noch erkennbar von den sie begleitenden Tiefseebecken (brasilianisches und argentinisches Becken; westafrikanische und Kap-Mulde) ab. Auf den hier vorhandenen Querriegeln (Rio-Grande- und Walfisch-Rücken sowie [nach den vorläufigen Feststellungen der Meteor-Expedition] Guinea-Rücken und Kap-Schwelle) konnten keine Epizentren nachgewiesen werden.

Neu hinzu kommt als Schüttergebiet die Region des Süd-Sandwich-Archipels, der dem von SUSS so bezeichneten und als pazifisch charakterisierten Süd-Antillen-Bogen angehört. Die Entdeckung einer hier vermuteten Tiefseerinne mit der Süd-Sandwich-Tiefe von 8050 m durch die Meteor-Expedition und die Feststellung von Epizentren in diesem Bezirk vervollständigt das geotektonische Bild dieses interessanten Strukturelements im Antlitz der Erde in sehr bezeichnender Weise.

Der apazifische Charakter der Beben der mittelatlantischen Schwelle legt die Auffassung nahe, daß die Schwelle wenigstens jetzt nur noch epirogenetischen Bewegungen ausgesetzt sei, wie wohl auch die Alpen. Und nimmt man noch weitergehend mit STILLE den Standpunkt ein, daß die Gegenwart überhaupt als eine wesentlich anorogenetische Zeit zu gelten habe, so möchte man aber doch andererseits zu der Ansicht neigen, daß sich in den schmalen Zonen pazifischer Bauart auch jetzt noch intensivere tektonische Prozesse orogenetischer Art abspielen (Synepirogenese von STILLE). Das Einsinken der atlantischen Tiefseebecken muß in Übereinstimmung mit den Anschauungen von STILLE wie auch von SIEBERG bruchlos von statten gegangen sein, in ausgesprochenem Gegensatz aber zu der Entstehung des seismisch so regen Europäischen Nordmeeres. Die geographische Verteilung der atlantischen Beben nötigt nicht dazu, die Böden der Becken und Mulden als simatisch den Schollen der Schwelle als sialisch gegenüberzustellen (WEGENER). Eine einheitlich sialische Beschaffenheit des Untergrundes des Atlantik (GUTENBERG) bietet der Erklärung seines seismischen Verhaltens keine grundsätzlichen Schwierigkeiten, insofern die stofflich einheitlich aufgebauten Kontinentalschollen ganz ähnliche Gegensätze in der Seismizität zeigen. Dagegen lassen sich die neuerdings von WEGENER noch genauer entwickelten Vorstellungen über die Natur des atlantischen Bodens nur schwer mit dem hier entworfenen seismischen Bild vereinigen. (Siehe in dies. Jb. II. 1928. Heft 3. p. 330.)

Verf.

Bl an c k e n h o r n, M.: Das Erdbeben im Juli 1927 in Palästina. (Zs. d. D. Palästina-Vereins. Leipzig 1927. 50. 288—296.) Vgl. Ref. dies. Jb. 1928. III. 268.

Kon. Magn. en Meteorol. Observatorium te Batavia. Vulkanische Verschijnselen en Aardbevingen in den Oost-Indischen Archipel, waargenomen gedurende het jaar 1925. (Natuurk. Tijdschr. 86. 3. Batavia 1926. 43 p.)

Während des Jahres 1925 haben sich nach den eingegangenen Nachrichten die Vulkane Tangkoeban Prahoe, Papandajan, Semeroe, Telaga Bodas, Bromo und Raoeng aktiv gezeigt. Außerdem liefen Beobachtungen über 407 Erdbeben ein, die ausführlich auch tabellarisch zusammengestellt sind. Die höchsten Stoßzahlen wiesen diesmal Mittel-Java mit 46, West-Java mit 59 und Nord-Zelebes mit 66 auf. Für die 28 beachtenswertesten Beben sind ferner noch u. a. ihre Eintrittszeit, ihr wahrscheinliches Epizentrum und

der Radius ihres makroseismischen Bereichs angegeben. Die Maximalbeträge für diesen Radius finden sich bei dem Beben vom 22. Oktober (Süd-Sumatra) mit 670 km, bei dem Beben vom 10. November (West-Neu-Guinea) mit 700 km, bei dem Beben vom 18. Januar (Molukken) mit 750 km und bei dem Beben vom 18. Oktober (Halmaheira) mit 1080 km. **E. Tams.**

Vulkanische verschijnselen en aardbevingen in den Oost-Indischen Archipel, waargenomen gedurende het jaar 1926. Verzameld en bewerkt door het Kon. Magn. en Meteor. Observatorium te Batavia. (Natuurk. Tijdschr. v. Ned.-Indië. 87. I. 43—85. M. 3 Tab.)

Über die hier (von CH. E. STEHN) gemeldeten vulkanischen Erscheinungen wurde bereits berichtet (vgl. Ref. in dies. Heft S. 523 über CH. E. STEHN, Die vulkanischen Ereignisse in Niederländisch-Indien in den Jahren 1924—1926. Berlin 1927).

Der Abschnitt über die Erdbeben ist von S. W. VISSER bearbeitet. Im Jahr 1926 liefen 2759 Berichte über Erdbeben ein, die sich auf 616 Erdbeben bezogen, wovon 11 auf der ganzen Erde registriert wurden. In diese Periode fallen die zerstörenden Stöße vom 28. Juni in den Padanger Oberlanden, 10. September bei Djokjakarta und 13. Dezember bei Proepoek (Mittel-Java). Über die Einzelheiten der Erdbeben (regionale und zeitliche Verteilung, Stärke, Stoßzeiten, Epizentra usw.) unterrichten drei Tabellen.

F. Muisper.

S. W. Visser en M. E. Akkersdijk: De aardbevingen in de Padangsche Bovenlanden (with English summary). A. Het seismologisch onderzoek, door S. W. VISSER. B. Het vulkanologisch onderzoek, door M. E. AKKERSDIJK. (Natuurk. Tijdschr. v. Ned.-Indië. 87. 1927. Batavia. 36—79. M. 24 Fig.)

Am 28. Juni 1926 wurden die Padanger Oberlande von einem heftigen Erdbeben heimgesucht. Es setzte mit 2 Stunden und 53 Minuten auseinanderliegenden zerstörenden Stößen ein, die über die ganze Erde registriert wurden, worauf nach einigen heftigen Nachstößen die Frequenz rasch abnahm. Im ganzen wurden bis Mitte Juli 56 Erschütterungen gezählt. Das Epizentrum des ersten, stärksten Stoßes lag $0,7^{\circ}$ S, $100,6^{\circ}$ O (Südhälfte des Singkarak-Sees und angrenzendes Gebiet gegen Solok), des zweiten $0,4^{\circ}$ S, $100,3^{\circ}$ O (Padang Pandjang).

Die im Verhältnis zur Intensität der Seismogramme kleinen Schüttergebiete weisen auf geringe Tiefe der Epizentra. Die Konstruktion von Isoseisten war nicht möglich, da verschiedene zerstörende Stöße auftraten, das Gebiet teilweise wenig bewohnt ist, und man wegen des ausnehmend schlechten Materials der Gebäude aus deren Zerstörungen nicht auf die Stärke der Stöße schließen konnte. In Padang Pandjang wurden von etwa 2000 Häusern 393 verwüstet, worunter fast alle steinernen. Holz- und Fachwerkbauten erlitten verhältnismäßig geringen Schaden. Die Stoßstärke erreichte Grad 9 der Skala ROSSI-FOREL bzw. Grad 8 der Skala CANCANI. Im Südteil des Singkarak-Sees erfolgten teilweise gleichzeitig mit dem Erdbeben viele

Kilometer weite Ufersenkungen bis zu 10 m; sodann traten Flutwellen auf, die den Schaden vergrößerten und z. T. über den ganzen See hinliefen. Die Stoßrichtung erwies sich in Padang Pandjang als perpendicular zu der etwa nordnordwestlich verlaufenden tektonischen Bruchzone.

Auf die zahlreichen, durch sehr charakteristische Abbildungen nach Photographien erläuterten Einzelheiten über Bergrutsche, Bodenspalten, Risse an Gebäuden u. a. kann hier nicht eingegangen werden.

Das letzte zerstörende Erdbeben, das etwa dasselbe Gebiet betroffen hat, hatte im Jahre 1822 stattgefunden. Schwache Stöße sind in Westsumatra häufig, ihr Epizentrum liegt aber in der See längs der Westküste.

Bei der Untersuchung der im Erdbebengebiet gelegenen Vulkane Merapi, Talang und Tandikat ließen sich Spuren einer erhöhten Tätigkeit während des Bebens nicht nachweisen.

F. Musper.

Fujiwhara, S.: On the Echelon Structure of Japanese Volcanic Ranges and its Significance from the Vortical Point of View. (GERLAND's Beitr. z. Geophysik. 16. 1927. 1—14.)

J. Komada: Geological Considerations of the Shimabara Earthquakes of Dezember 8, 1922. (Jap. Journ. Geol. and Geogr. 3. 1924. 10 p. 1 Textabb.)

Die Halbinsel Shimabara besteht aus zwei tektonisch selbständigen Teilen. Im Nordteil liegen die Unzen-Vulkane, es ließ sich jedoch keine Beziehung zwischen vulkanischer und seismischer Tätigkeit feststellen, so daß die Beben als tektonische zu betrachten sind. Die Epizentren der beiden Hauptstöße (die Gesamtzahl betrug 1860 in 30 Tagen) liegen in der von den Unzen-Vulkanen weit entfernten geologisch labilen Zone im Süden der Halbinsel.

Leuchs.

T. Ogawa: On the Great Earthquake of Kwanto in Central Japan, 1923. (Jap. Journ. of Geol. and Geogr. 3. 1924. 11 p. 1 Karte.)

Das durch Stärke und Wirkungsbereich über alle japanischen Beben der letzten 50 Jahre weit hinausgehende Beben vom 1. September 1923 wurde vom Verf. einer eingehenden Untersuchung unterzogen. Es ergab sich ein dichtes Netz von seismischen Linien, vorwiegend in NW-Richtung, dazu N- und O-Richtung, diese hauptsächlich in der Nähe des Epizentrums. Es ergibt sich nun aus dem Vergleich mit den tektonischen und vulkanischen Linien des Gebietes starke Abhängigkeit von letzteren, und Verf. gelangt zu der Annahme, daß das Beben nicht tektonischen, sondern vulkanischen Ursprunges sei. Durch eine plutonische Injektion wäre demnach das Beben ausgelöst worden und die Größe der dabei entstandenen Bewegungen, z. B. Senkung bis 400 m und Hebung bis 250 m, wäre durch die tiefenvulkanischen Vorgänge zu erklären.

Verf. unterstützt seine Ansicht durch eine Reihe von Beispielen, hauptsächlich von japanischen Erdbeben, Ausführungen über Zusammensetzung

und Masse der vulkanischen Gesteine und eine Anzahl anderer Tatsachen. Wenn sich diese Ansicht als richtig erweisen sollte, würde der bisherige Unterschied zwischen vulkanischen und tektonischen Beben fortfallen. Zur Klärung wäre in erster Linie nötig die Feststellung der Tiefe des Hypozentrums. Liegt es tiefer, als Bruch und Faltung möglich ist, dann müßte vulkanische Bebenentstehung angenommen werden.

Ohne auf Einzelheiten der sehr anregenden Arbeit einzugehen, möchte ich noch auf die auch dabei wieder vortretende Beziehung zwischen Vulkanismus und Gebirgsbildung aufmerksam machen. **Leuchs.**

Picon, Raul: Contribucion al estudio de la sismologia en el Perú, con un mapa sismico-geologico. Lima 1926.

Wasser und seine Wirkungen.

Oberflächenwasser und Erosion.

- Collins, W. D.: Notes on practical water analyses. (U. S. Geol. Survey. Water-Supply Paper. 596. H. 1928. 235—266.)
- The industrial utility of public water supplies in the United States. (U. S. Geol. Survey. Water-Supply Paper. 596. 1928. 59 p.)
 - Relations between quality of water and industrial development in the United States. (U. S. Geol. Survey. Water-Supply Paper. 559. 1926. 43 p.)

W. Salomon: Die REHBOCK'schen Wasserwalzen und ihre Bedeutung für die Erosion und Akkumulation. (Geol. Rundsch. 17. 1926. 418—427. Mit 4 Textfig.)

Verf. weist mit Recht darauf hin, daß in den modernen Flußbaulaboratorien eine Menge von Beobachtungsmaterial gesammelt wird, das für Fragen der allgemeinen Geologie teilweise von ziemlicher Bedeutung werden kann. Leider ist dieses in der geologischen Literatur noch kaum erkannt worden, und so sind auch die Untersuchungen von TH. REHBOCK, dem Leiter des Karlsruher Flußbaulaboratoriums, überhaupt nicht unter Geologen bekannt geworden. REHBOCK hat sich eingehend mit den Vorgängen der Wirbelbildung in fließendem Wasser beschäftigt. So ist es ihm schon vor annähernd 20 Jahren gelungen, nachzuweisen, daß außer den stromabwärts wandernden Fließwirbeln auch stehende Wirbel in jedem Strome vorhanden sind, die er „Wasserwalzen“ nannte. Diese sind dann in eine Reihe von Varietäten geteilt worden: Deckwalzen, Grundwalzen, Uferwalzen usw. Vornehmlich die beiden letzten können von hervorragender geologischer Bedeutung werden. Verf. erläutert das an dem Beispiel der Knochen von Mauer, wo offenbar eine Uferwalze die Abrollung der Knochen verhindert und so ihre vorzügliche Erhaltung bedingt hat. Auch Grundwalzen können von Bedeutung werden, indem sie z. B. den Boden auskolken und so am Relief arbeiten.

Verf. weist zum Schluß auf eine interessante Arbeit von BULLE über die Geschiebeverteilung bei Gabelung von Flußläufen hin. Danach erhält der gerade weiterlaufende Arm höchstens 12,5 %, der abgezweigte 87,5 % des

oberhalb geführten Geschiebebestandes. SALOMON weist darauf hin, daß sich hieraus auch die rasche Verlandung alter Serpentinien erklärt, sobald irgendwo ein kürzerer Durchbruch geschaffen ist. **Curt Telchert.**

F. M. Exner: Zur Wirkung der Erddrehung auf Flußläufe. (Geografiska Annaler. Stockholm 1927. 173—180.)

Versuche über die Erosionskraft fließenden Wassers auf rotierenden Wannen von 1 m Durchmesser, die mit Sand oder einem Sand-Lehm-Gemisch belegt waren, werden dahin ausgedeutet, daß die Erosionswirkung an der Donau durch die ablenkende Kraft der Erdrotation auf der rechten Flußseite um mindestens ein Zehntel Prozent größer ist als auf der linken. Dadurch könne in längerer Zeit schon eine merkliche Bettverlagerung in unseren Breiten entstehen (BAER'sches Gesetz). **Erich Kaiser.**

F. M. Exner: Zur physikalischen Auffassung der Gefällskurve von Flüssen. (Sitzber. Akad. Wiss. Wien., Math. Nat. Kl., Abt. II a. 131. 1922. 147—153.)

Mathematische Ableitung der Gefällskurve als logarithmischer Kurve des Flußprofils. Die Gefällskurve wird um so rascher erreicht, je kürzer unter sonst gleichen Umständen der Fluß ist. Hat der Fluß mehrere Schwellen zu überwinden, so entwickelt sich aus der zuerst gleichmäßigen Kurve eine girlandenartige aus einzelnen logarithmischen Teilkurven. Mathematisch läßt sich auch erfassen, daß eine anfängliche Erhöhung oder Vertiefung im Flußbett mit abnehmender Intensität stromaufwärts wandert. Eine an Intensität rasch abnehmende schwächere Welle geht auch stromabwärts. Eine einmal erreichte Gefällskurve kann nirgends genau erhalten bleiben. **Erich Kaiser.**

Putzinger, J.: Das Ausgleichsgefälle geschiebeführender Flüsse. (Öst. Monatsschr. f. d. öffentl. Baudienst. I. Heft 7, 8, 9. 1920.)

B. Brandt: Beobachtungen über das Hochwasser der Moldau bei Prag im Sommer 1926. (PETERM. Geogr. Mitt. 1927. 70—71.)

Darstellung der Erosionsarbeit der Moldau bei Hochwasser am Prallhange und der Beziehungen des Wasserstandes der Moldau zu dem der Rokytká (Nebenfluß der Moldau). Verhältnis der Hochwasser zu dem Grundwasser in der Umgebung. Das Grundwasser bewegt sich nicht flächenhaft, sondern linienhaft. **Erich Kaiser.**

Gruppe, O.: Tal- und Terrassenbildung im Gebiet der Werra—Fulda—Weser und SOERGEL's Gliederung und absolute Zeitrechnung des Eiszeitalters“. (Geol. Rundsch. 17. 1926. 281—296.)

J. G. Busk: The Shimbar Valley Landslip Dam, Bakhtiari Country, South Persia. (Geol. Mag. 63. 1926. 355—359.)

120 Meilen nordöstlich von Ahwaz, unterhalb der Kuh Kinuh-Gebirgskette, kreuzte Verf. den Shimbar-Fluß an einer Stelle, wo dieser seine Eigenschaft als abtragender Fluß in die eines ablagernden wechselte. Verf. glaubte zunächst, daß es sich hier um ein Bassin, ein Flußbett glazialer Entstehung handle, doch zeigte eine nähere Untersuchung, daß dieser Wechsel im Gefälle durch gewaltige Trümmernmassen veranlaßt wurde, welche einer noch heute sichtbaren Riesennarbe auf der SW-Seite des Tales entstammten. Oberhalb dieses „Bergsturz-Dammes“ (landslip dam), der etwa $3\frac{1}{2}$ Meilen lang ist, ist das Tal im Frühling (zur Schneeschmelze) überflutet und nimmt den Charakter eines seichten Sees an, nirgends tief genug, um die Vegetationsdecke niedrigen Gebüsches völlig zu vernichten. Unterhalb dieses Punktes zeigt das Tal wieder den normalen V-förmigen Querschnitt. Die Trümmernmassen bestehen aus: „Asmari-Kalken“ (Unter-Miocän), welche auf liegenden eocänen Tonen abgeglitten sind. Es handelte sich bei diesem Akt nicht um ein langsames Kriechen, sondern eine Katastrophe ungeheuren Ausmaßes, denn die Gewalt des plötzlichen Abbruches hat die Trümmernmassen über eine Viertel-Meile weit vom Abrißgebiet zum Ablagerungsgebiet befördert. Die unregelmäßigen Trümmernmassen erreichen Größen von 30 Fuß Durchmesser und die Abrißnarbe ist noch jetzt überhängend, so daß weitere Bergstürze möglich sind.

H. P. T. Rohleder.

Sidney Melmore: On River Sand from the Ure and Ouse above York. (Geol. Mag. 63. 1926. 268—271.)

Sande aus der mittleren Fahrtrinne des Flusses bei Swale Nab, Dunsforth, Aldwark Bridge unterhalb Linton Lock und Beningbrough bestanden aus zumeist eckigen Bruchstücken von Quarz, Feldspat, Apatit, braunem Turmalin, Granat, Muscovit, Hornblende, Limonit, Flußspat, Baryt und etwas Dolomit. Wichtig sind Flußspat und Baryt, da sie diese Sande von von allen anderen in der Umgebung Yorks unterscheiden. Ein zusammengesetztes Korn von Quarz und Feldspat wurde gefunden. Außer dem wohlgerundeten Limonit sind die Bruchstücke eckig und unregelmäßig begrenzt.

H. P. T. Rohleder.

Grundwasser.

Clark, W. D.: Ground water in Santa Clara Valley, California. (U. S. Geol. Surv., Water-Supply-Paper. 519. Washington 1924. 209 p. 19 Karten. 20 Abb.)

Löwengart, St.: The Groundwater of the Palestinian Coastal Plain. (Bull. of the Assoc. of Engineers and Architects in Palestine. Construction and industry. 1927. No. 5—6. 13—14.) Vgl. Ref. dies. Jb. 1928. III. 267.

Karl Ehwalt: Die geologischen Grundlagen der Grundwasserversalzung im Kreise Gr. Werder, Freie Stadt Danzig. („Das Gas- u. Wasserfach“, Journ. f. Gasbel. u. Wasserversorgung. 70. 1927. 406—416. 437—440. Abb. 241—243.)

Über die Versalzung mancher Grundwässer in West- und Ostpreußen sind von A. JENTZSCH und AL. TORNQVIST die Hypothesen aufgestellt worden, daß es sich entweder um Auslaugung von Zechsteinsalzen der Tiefe oder um Auslaugung noch in der Kreideplatte des Untergrundes diffus verteilt vorhandener Meerwassersalze handeln dürfte. Für die nordostpreußischen Solquellen sind diesen Ansichten schon Ref. und O. VON LINSTOW entgegengetreten, die zur Ableitung der Salze aus der in Old red-Fazies ausgebildeten Devonformation des Untergrundes gelangten. Verf. untersuchte nun auf Anregung von H. STREMMER die Herkunft der Versalzung im nördlichen Teil des Großen Werders im Weichseldelta, das bekanntlich weite, mit ihrer Oberfläche unter dem Ostseespiegel liegende, eingedeichte und künstlicher Entwässerung unterliegende Polderflächen enthält. Gehört doch gerade diesem Gebiet eine der von A. JENTZSCH als besonders beweisend angesehenen Bohrungen an, diejenige von Tiegenhof. Verf. erkennt nach Ausführung und Diskussion zahlreicher Analysen von Wässern des besprochenen Gebietes als Ursache des Salzgehaltes vieler hier erbohrter Wässer die Tatsache, daß ein künstlicher Entwässerung unterliegendes Poldergebiet, getrennt durch einen schmalen Dünenstreifen, die Wurzel der Frischen Nehrung, an die Ostsee grenzt. Dementsprechend erinnern die Verhältnisse an die Hydrologie der holländischen Küstenregionen, woselbst das salzhaltige Meerwasser unter dem Dünenwasserkern hindurch in den Polderuntergrund eindringt, um in den Poldern hochzusteigen bzw. hochgepumpt zu werden. Tatsächlich hat sich ergeben, daß das Aufsteigen des salzigen Grundwassers von der Höhenlage der Polder abhängig ist und hauptsächlich unter den tiefen Poldern stattfindet. Natürlich beeinflussen die unter geringem Druck stehenden Grundwasserströme in den Wasserhorizonten der Kreideplatte und des tieferen Diluviums im einzelnen den Salzgehalt. Die Zunahme desselben vollzieht sich so, daß in den oberen Wasserhorizonten des Diluviums (bis ca. 30 m Tiefe) bei allmählicher Zunahme mit der Tiefe ein Salzgehalt angetroffen wird, der den der tieferen Diluvialhorizonte und den der oberen Kreide übertrifft und dem in den tiefsten Bohrungen angetroffenen nahekommt. Die tiefsten hier ausgeführten Bohrungen von 142 und 156 m haben ein Wasser geliefert, dessen Salzgehalt immer noch hinter dem des Ostseeoberflächenwassers zurückbleibt. Auch in bezug auf die Härte zeigt das Wasser der zuletzt angeführten tiefsten Bohrung auffallende Ähnlichkeit mit Ostseewasser.

Nach alledem erweisen sich die Verhältnisse des Poldergebietes des Weichseldeltas bezüglich der Salzführung des Grundwassers als ein Sonderfall, der weder mit den Verhältnissen im südlichen Westpreußen (Thorn etc.), noch mit denen im nördlichen Ostpreußen (Wehlau etc.) zusammengeworfen werden darf. Die Ergebnisse des Verf.'s erlauben also in keiner Weise eine Verallgemeinerung über das Poldergebiet hinaus.

Besondere Erwähnung verdienen noch eine Anzahl der analysierten Wässer, bei denen die Carbonathärte größer ist als die Gesamthärte, eine Erscheinung, die Verf. mit KLUT auf die Anwesenheit von Alkalicarbonaten zurückführt, wie sie manchmal im Grundwasser in der Nähe des Meeres angetroffen würden.

K. Andréa, Königsberg i. Pr.

- Stappenbeck, R.: Die Grundwasser in den Wüsten und Steppen Südamerikas. (Zs. d. Ges. f. Erdk. Berlin 1924. 197—215.)
 — Geologie und Grundwasserkunde der Pampa. (409 p., 3 Taf., 80 Abb. u. 13 Tab. Stuttgart, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchh., 1926; vgl. Bespr. CBl. f. Min. etc. 1927. B. 74—78. — Ref. dies. Jb. 1928. III. 256—259.)

Tiefenwasser, einschl. Thermalquellen.

- Stiny, J.: Kluftmessung und Quellenkunde. (Intern. Zs. f. Bohrtechnik, Erdölbau u. Geol. Nr. 13 vom 1. 7. 1926. Kärtchen der Umgebung von Warmbad Villach. — Ref. dies. Jb. Abt. III. 1928. 191—192.)
 Kieslinger, A.: Zur Hydrographie des Korallengebiets. (Mitt. Geogr. Ges. Wien. 70. 1927. 117—127. 1 Taf. — Ref. dies. Jb. Abt. III. 1928. 192.)
 Scupin, Hans: Alter und Herkunft der ostbaltischen Solquellen und ihre Bedeutung für die Frage nach dem Vorkommen von Steinsalz im Baltischen Obersilur. (Acta et commentationes Universitatis Tartuensis. A. V. 2. Dorpat 1926. — Ref. dies. Jb. Abt. III. 1928. 199—200.)

J. W. Gregory: The origin and distribution of Underground Waters. (British Waterworks Association. 16. annual meeting at Glasgow 1927. Reprinted from the Official Circular of the Association. 69. Octobre 1927. 8 p. 3 Abb.)

Verf. gibt viele Beispiele für den Aufstieg des Wassers aus großen Teufen, behandelt namentlich die Fälle des connaten [zeitweise in den Schichtverband eingeschlossenen] und des juvenilen Wassers. Das juvenile („plutonic“) Wasser ist nicht nur von theoretischem, sondern auch oft von praktischem Werte, wofür Beispiele angeführt werden. Das juvenile Wasser soll aber früher von viel größerer Bedeutung gewesen sein und das Anschwellen der Ozeane in den älteren geologischen Zeiträumen bedingt haben.

Erich Kaiser.

W. Salomon, unter Mitwirkung von C. Botzong und S. v. Bubnoff: Die Erbohrung der Heidelberger Radium-Sol-Therme und ihre geologischen Verhältnisse. (Abh. d. Heidelberger Ak. d. Wiss., Math.-Nat. Kl., 14. Abh. Berlin und Leipzig. [W. de Gruyter & Co.] 1927. 105 p. 5 Fig.)

Bei der 1022 m tiefen Bohrung sind viele regionalgeologisch wichtige Einzelheiten zur Stratigraphie und Tektonik festgestellt worden, die an anderer Stelle dieses Jahrbuches zu besprechen sind. Hier sollen nur einige wichtige Angaben über die Thermen wiedergegeben werden, wobei leider auf die vielen methodisch wichtigen, bei anderen Bohrungen sicher mit Erfolg anzuwendenden Mitteilungen über Fehlerquellen bei der Benützung der Bohrergebnisse nicht eingegangen werden kann.

Die Grundwasserstockwerke des 397 m mächtigen Diluviums zeigen keine wesentliche Mineralisation. Im Pliocän (103 m mächtig) wurde bei

411 m eine über 20° warme Schwefelwasserstofftherme angetroffen, die ebenso wie die tieferen Thermalwasserhorizonte so starken Auftrieb hatte, daß sie bis in die Nähe der Erdoberfläche aufstieg. Eine erdmuriatische Kochsalztherme (Analyse von SONNE) wurde in 570 m Teufe in den Niederrödener Schichten erschlossen (25°).

In 998 m Teufe wurde in den Heidelberger Schichten (neue Horizontbezeichnung für einen Komplex unter dem Septarienton und über der alten Abtragungsfläche des Buntsandsteins; ausgezeichnet durch deutliche Erdölspuren, Beimengung von Asphaltbröckchen, grobe Gerölle und Blöcke von Buntsandstein; vielleicht den Pechelbronner Schichten entsprechend) die in Gebrauch genommene Radiumsoltherme erschlossen, welche unten eine Temperatur von mindestens 36,75° hat. „Diese Quelle zeichnet sich durch einen ... einzigartig hohen Radiumgehalt aus, während alle übrigen sog. „Radiumquellen“ in Wirklichkeit Emanationsquellen sind.“ Verf. erklärt sie als ein Mischwasser aus einer sulfatfreien sog. „Erdölsole“ der Heidelberger Schichten und einem Radiumwasser des in der Nähe anstehenden Granites. „Es ist das ein so seltenes Zusammentreffen, daß die Wahrscheinlichkeit, eine ähnliche Quelle an anderer Stelle zu finden, sehr klein ist.“

Eine üblich eingehende Analyse (auch physikalisch-chemisch und Gasbestimmung) wurde vom Chemischen Laboratorium FRESSENIUS in Wiesbaden ausgeführt. Aus den ausführlichen Untersuchungen sei hervorgehoben, daß die Radiumsoltherme, nach den für das Deutsche Bäderbuch (1907) angenommenen Grundsätzen berechnet, ungefähr einer Lösung gleicht, welche in 1 kg enthält:

	g
K Cl	7,525
Na Cl	52,00
Na Br.	0,003591
Na J	0,000348
Li Cl	0,001571
N H ₄ Cl	0,2124
Ca Cl ₂	19,08
Ca H P O ₄	0,000171
Ca H As O ₄	0,000146
Mg Cl ₂	1,954
Mg (H C O ₃) ₂	0,4338
Sr (H C O ₃) ₂	0,5613
Ba (H C O ₃) ₂	0,02485
Fe (H C O ₃) ₂	0,2500
Mn (H C O ₃) ₂	0,006386
H B O ₂	0,003241
H ₂ Si O ₃	0,03918
Summe	82,09
Freie C O ₂	0,314
	82,41

Die Quellgase enthalten in 100 ccm 25,03 C O₂, 35,25 C H₄, 39,72 N (+ Edelgase).

Die Heidelberger Quelle ist nach diesen Untersuchungen eine warme erdmuriatische Solquelle. Bemerkenswert ist ihr Eisengehalt (78 mg auf 1 kg), auffallend das völlige Fehlen von Sulfat-Ion.

Die Untersuchungen auf die Radioaktivität der Thermalwasserhorizonte (zuerst von E. EBLER und VAN RHYN, später von A. BECKER ausgeführt) zeigten, daß das im Wasser vorhandene Radium als völlig gelöst zu betrachten ist, eine gegenüber anderen untersuchten Quellen ganz einzig dastehende Eigenschaft. „Für den gesamten Emanationsgehalt des Quellwassers vor dessen Eintritt in den Gasabscheider findet sich ein Durchschnittswert des Radiumäquivalentes von $21,5 \times 10^{-7}$ mg Ra im Liter“ (A. BECKER). Dieser Gehalt an Emanation rührt zu $\frac{5}{8}$ — $\frac{4}{7}$ von gelöstem Radium her. Die Radiummenge der Maxquelle von Dürkheim beträgt $\frac{1}{16}$, die der Brambacher Quelle mit ihrem riesigen Emanationsgehalte nur etwa $\frac{1}{16}$ der Heidelberger Quelle.

Von besonderem Interesse sind hier auch die Beobachtungen über die geothermische Tiefenstufe, wobei sich, gegen Bodentemperatur gerechnet, in den oberen Teilen des Bohrloches eine Tiefenstufe von 44 m, in den tieferen Teilen von 42—38 m ergab. Berechnung der Tiefenstufe zwischen den einzelnen Messungshorizonten und der Endteufe ergaben für die höheren Teile des Bohrloches eine Tiefenstufe von 35 bis fast 38 m, für die tieferen Teile von unter 34—32,8 m.

Erich Kaiser.

Alb. Helm: Die Therme von Pfäfers. Geologische Nachlese Nr. 28. (Vierteljahrsschr. d. Nat. Ges. Zürich. 73. 1928. 65—140. 3 Taf. 7 Fig.)

Eine prächtige Monographie in der bekannten Gründlichkeit und Klarheit des Verf.'s.

Die Therme von Pfäfers (vgl. auch Geologie der Schweiz. II. 474—476) läßt sich ihrer Herkunft nach genau als eine von den Witterungsverhältnissen abhängige [vadose] Quelle festlegen. Mit ihrer nahezu konstanten Temperatur von $37,5 \pm 1^\circ$ ist sie gebunden an den Seewer- und Schrattekalk, im Liegenden und Hangenden durch wasserundurchlässige Schichten abgedichtet. Die Versickerung folgt dem etwa 100 m mächtigen Seewerkalk, wozu noch 20 m sehr leicht durchlässigen Schrattekalkes kommen. Das Einzugsgebiet der Therme ist festlegbar am Nordabhang der südlich von der Therme gelegenen Aufsattelung des altkristallinen Rückens von Vättis, in der sog. autochthonen helvetischen Zone. Die Sammelfläche des Seewerkalkes ist 8 km² groß. Das versickerte Wasser durchzieht eine tiefere Einmündung, welche geradezu als Reservoir dient für das Wiederaufsteigen des Wassers in dem Quellensattel, in welchem gerade im Erosionseinschnitt der Tamina eine diagonal zu ihm verlaufende Quellenspalte den Austritt des Wassers bedingt. Ein Teil des Wassers aus dem Einzugsgebiet geht wahrscheinlich in einem alten Tallauf der Tamina verloren. Durch Tieferlegen der Abzugsstellen für das Wasser in diesem Quellensattel hat man schon

einen Teil des Wassers aus dem Reservoir verfügbar gemacht und kann noch weitere Wassermengen verfügbar machen; wogegen Versuche, in dem abfallenden Schenkel des Quellensattels das Wasser zu erbohren, wenig Aussicht auf Erfolg haben sollen.

Wenn auch in bezug auf die chemische Zusammensetzung eine ähnlich gute Ausgeglichenheit wie in bezug auf die Temperatur zu herrschen scheint, so deuten doch schon die vorliegenden wenn auch unbedeutenden Unterschiede der wenigen Analysen darauf hin, daß eine Unveränderlichkeit in bezug auf die chemische Zusammensetzung nicht auftritt.

Größere Schwankungen in bezug auf den Ertrag haben die Beteiligten immer wieder aufgeregt. Es zeigt sich, daß sehr große Schwankungen nicht nur mit den Jahreszeiten, sondern auch im Laufe der Jahre eintreten. Genauere Nachprüfung lehrte, daß eine Beziehung besteht zwischen der Schneemenge im Infiltrationsgebiet und deren Abschmelzung gegenüber dem Quellertrage, so daß auf Winter mit starkem Schneefall auch Sommer mit erhöhtem Quellertrage folgen. Größere Regen im Einzugsgebiet beeinflussen den Ertrag im allgemeinen nur unwesentlich. Jede über das Einzugsgebiet hinweggehende Wärmewelle erhöht den Quellertrag in kurzer Frist, solange im Einzugsgebiet noch Schnee liegt. Größere Regen im Einzugsgebiet haben meist nur geringen Einfluß auf den Ertrag der Quellen.

Der Quellanstieg findet im Frühjahr manchmal fast gleichzeitig mit der ersten Temperaturzunahme auf über 0° im Einzugsgebiet statt. Die Verspätung geht selten auf 10—15 Tage. Während die Tamina bei großer Wärme durch Gletscherschmelze auch noch im Hochsommer steigt, ist die Therme von diesen späteren Wärmeänderungen im Einzugsgebiete nahezu unabhängig.

Im ganzen muß die Therme zusammengesetzt sein aus einer periodischen Schneeschmelzquelle, einem „Maibrunnen“, der von April bis etwa Oktober fließt, und einer von den Niederschlägen der schneefreien Zeit gespeisten, das ganze Jahr fließenden Quelle.

Sehr wichtig ist der Nachweis, daß die Ertragsschwankungen sehr groß, die Verzögerungen durch die atmosphärischen Einflüsse aber sehr kurz sind.

Sowohl die geologischen Beobachtungen wie die Eigenschaften und das Verhalten der Quelle führen zum Nachweise eines unterirdischen Reservoirs im Muldentiefsten zwischen Einsickerungsgebiet und Quellensattel und eines Fortfließens des auf der Thermalquelle nicht austretenden Wassers in dem abfallenden Schenkel des Quellensattels. Ein Auspumpen des in der Mulde angesammelten Wassers durch Tieferlegen des Ausflusses im Quellensattel sei nicht zu befürchten.

In der aus einem Gutachten hervorgegangenen Arbeit werden mannigfache Ratschläge zur Erreichung eines gleichmäßigeren Quellertrages gegeben. Das kann hier nicht besprochen werden.

Die Arbeit enthält noch vielerlei Einzelangaben über den geologischen Bau des Gebietes, dazu ein sehr lehrreiches Profil über den Weg des Wassers, über die Geoisothermen im Quellgebiet, über die nach der Größe des Einzugs-

gebiets, klimatischen Verhältnissen, Porosität und Klüftigkeit des Wasserträgers zu erwartende Quellschüttung, deren Abhängigkeit von den Schneemengen des vergangenen Winters (graphische Darstellungen) usw.

Jeder, der für allgemeingeologische Fragen interessiert ist, wird aus dem Lesen dieser Monographie reichen Gewinn schöpfen.

Erich Kaiser.

Craveri, M.: La fonte d'Adda o bocca d'Adda e il lago delle Scale o di Fraele nel' Alta Valtellina. (Boll. soc. geol. Ital. 40. 1921.)

Hartmann, Ad.: Die Mineral- und Heilquellen des Kantons Aargau. (Mitt. d. Aarg. naturf. Ges. 17. 1925.)

Hartmann, Ad.: Die Entstehung der Mineralquellen Tarasp-Schuls und anderer Bündner Säuerlinge. (M. 2 Kartenskizzen, 13 Textbildern u. 10 Tab. Zürich, Gebr. Fretz A.G., 1927. 45 p. Auch Mitt. Geol. Ges. Zürich 1927. 6.)

Moret, L.: Enquête critique sur les ressources minérales de la province de Savoie. (Travaux du Lab. de Géol. de la Fac. des Sc. de L'Univ. de Grénoble 1925.)

R. H. Rastall: Note on the Geology of the Bath Springs. (Geol. Mag. 63. 1926. 98—104.)

Hohe Temperatur (120° Fahrenheit=49° C), der Charakter als Saline sowie Gehalt an radioaktiven Substanzen zeigen, daß diese Thermalquellen aus beträchtlicher Tiefe stammen müssen; der geothermischen Tiefenstufe nach gelangt Verf. zu einem Betrag von 4480 Fuß, doch hält er diese Zahl für ein Minimum. Die hohe Temperatur führt er daher auf vulkanischen Ursprung zurück. Die Stadt Bath hat geologisch eine exponierte Lage, denn hier stößt das stark gestörte Mendip-System, dessen Störungslinien vornehmlich O—W streichen, mit dem Malvern-System zusammen, dessen Störungslinien N—S verlaufen. So ist es bezeichnend, daß an dieser besonderen Schwächezone die Thermalquellen zutage treten. Die Stadt selbst wird von jüngeren verhältnismäßig wenig gestörten Sedimenten unterlagert (vornehmlich Rhät, Lias und Oolith), das Liegende hiervon bildet die Trias, die den eben genannten zwei alten Systemen auflagert. Jura und Rhät bestehen vornehmlich aus impermeablen Tongesteinen, die den Austritt des Wassers nach oben hin verhindern. So kommt es, daß bei jeder Bohrung, sobald die Triasgesteine erreicht wurden, warmes Wasser hervorsprudelte. Wo es selbständig zutage tritt, dürften kleinere Spalten innerhalb der Tongesteine das Aufdringen ermöglichen.

Verschiedene Ablagerungen der heißen Quellen wurden gesammelt, gewaschen, gesiebt, sodann mechanisch und mit Hilfe von Bromoform getrennt und schließlich mikroskopisch untersucht. Es waren dies graue, grobkörnige Sande (Kings Spring), hellgraues lehmiges Material, mit viel kohligter Substanz (Cross Spring) und hellrotes eisenschüssiges Material. Hierbei besteht allerdings die Schwierigkeit, zu unterscheiden, ob dieses Material aus den rezenten Schottern und Sanden des Avon-Flusses herrührt oder aus der Tiefe stammt,

ebenso wie die organischen Verunreinigungen teils von der Oberfläche herühren, teils aus dem Rhät stammend mit dem Thermalwasser herauftransportiert wurden. Die Untersuchungen ergaben an Mineralien: Quarz in verschiedenen Schattierungen, rosa, grünlich und wasserklar, Feuerstein, Chalcedon, Magnetit, Markasit, Hämatit, Ilmenit, Pyrit, Strontianit, Chloritoid, Cyanit, Calcit, Aragonit, Muscovit, Zirkon, Turmalin, Staurolith, Granat, Korund, Anatas, Rutil und kohlige Substanz.

Aus der wässerigen Lösung stammen die krystallinen Sulfide und Carbonate, von letzteren Aragonit stark überwiegend gegenüber Calcit.

Die grünlichen Varietäten des Quarzes entstammen dem Upper Green-Sand, desgleichen die opalartigen und feuersteinartigen Bruchstücke. Der helle durchsichtige Quarz entstammt einem dolomitischen Konglomerat der Trias.

Die meisten Eisenverbindungen dürften der wässerigen Lösung entstammen, dagegen etwas Pyrit sowie Magnetit und Ilmenit rühren von den älteren Gesteinen her.

Der Strontiumgehalt entstammt den Triasgesteinen.

H. P. T. Rohleder.

D. Mawson: The Paralana hot spring. (Trans. and Proc. R. Society of South Australia, Adelaide 1927. 51. 391—397.)

Längs einer Spalte tritt aus einem artesischen Gebiete in spätestens devonischen Schichten eine hochradioaktive, 62° C warme Mineralquelle aus, die auf das Nebengestein eine Kaolinisierung und Verkieselung ausgeübt hat. Das Wasser ist besonders reich an $\text{Na}_2\text{S O}_4$, Na Cl. **Erich Kaiser.**

Paul Kaja: Biologische Einflüsse bei der Sinterbildung. (Ber. d. oberhess. Ges. f. Nat. u. Heilk. zu Gießen. N. F., naturw. Abt. 11. 1926/27. 21—27.)

Beim Ablassen der Sprudelbecken in Bad Nauheim lassen sich beobachten: auf der einen Seite der Becken rein braunroter Quellschlamm, auf der anderen Seite dagegen schmutziggelb gefärbter Absatz mit stecknadelkopfgroßen grünen Durchsetzungen. Die beiden Sinter unterscheiden sich chemisch dadurch, daß der braune alles Eisen in der Ferriform enthält, während der gelbe vorwiegend Ferroeisen aufweist. Der braune hat einen höheren Si O_2 -Gehalt als der gelbe und der gelbe enthält Sulfide. In den gelben Absätzen waren Diatomeen und Bakterien nachzuweisen. Bei der Bildung des gelben Sinters, die an günstig durchlichteten Teilen der Becken erfolgte, waren Organismen beteiligt. Es wird angenommen, daß die Diatomeen Voraussetzung für das Leben der Bakterien waren, die bei der Bildung des Sinters die Abweichung von der normalen braunen Ausbildungsform bewirkten.

Flörke.

Wieder vollständig liegt vor:

H. Rosenbusch

Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine

Band I

Die petrographisch wichtigen Mineralien

1. Hälfte

Untersuchungsmethoden

5. völlig umgestaltete Aufl. von E. A. Wülfing

Mit 15 Tafeln und 680 Textfiguren. Gr. 8°. 1921—1924.
XXIV, 847 Seiten. In Halbfranz gebunden Mk. 75.—

2. Hälfte

Spezieller Teil

5. erweiterte Aufl. von O. Mügge

Mit 35 Tafeln, 17 Tabellen-Beilagen und 209 Textfiguren. Gr. 8°.
1927. XV, 814 Seiten. In Halbfranz gebunden Mk. 90.—

*

Ein ausführlicher Prospekt mit Inhaltsangaben der 2 Hälften, Textproben und Vorworten der beiden Verfasser ist soeben ausgegeben worden. Wir bitten die Interessenten, diesen Prospekt einzufordern

H. Rosenbusch

Hilfstabellen zur mikroskopischen Mineralbestimmung

Herausgegeben von

O. Mügge

Sonder-Ausgabe aus der 5. Auflage der Rosenbusch'schen
Physiographie. Bd. I. 2. Hälfte

Gr. 8°. 1927. Preis broschiert Mk. 4.30

Soeben erschien:

Grundwasserkunde

von

Prof. Dr. W. Koehne

Referent für Grundwasserkunde
an der Preuß. Landesanstalt für Gewässerkunde im Ministerium
für Landwirtschaft, Domänen und Forsten.

Gr. 8°. 294 Seiten mit 100 Textabbildungen.

Preis in Leinwand gebunden RM. 18.—

Die außerordentliche Bedeutung des unterirdischen Wassers in der Volkswirtschaft hat in den letzten Jahren zu einer regen Forschungstätigkeit geführt, welche der Verfasser auf Grund der weitverzweigten Literatur und gestützt auf reiche praktische Erfahrungen in übersichtlicher knapper Form zusammenfassend dargestellt hat. Ein Buch, das für jeden Geologen, Geographen, Bergbau-Ingenieur usf. von größter Wichtigkeit ist und das auf keiner einschlägigen Bibliothek fehlen sollte.

Soeben erschien:

Die Entstehung und Besiedelung der Koralleninseln

von

Prof. Dr. Aug. Krämer.

Gr. 8°. 54 Seiten mit 4 Tafeln.

Preis broschiert RM. 5.—

Diese nach neuen Gesichtspunkten auf Grund eigener Untersuchungen verfaßte Schrift wird auch allen Geologen und Geographen manches Interessante bieten und von ihnen als wertvoll angeschafft werden.