

# Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Unter Mitwirkung einer Anzahl von Fachgenossen  
herausgegeben von

**R. Brauns, F. Broili, E. Hennig, H. Schneiderhöhn**  
in Bonn      in München      in Tübingen      in Freiburg i. Br.

---

Referate.

II. Allgemeine Geologie, Petrographie, Lagerstättenkunde.

Redaktion: H. Schneiderhöhn.

**Jahrgang 1934.**

Drittes Heft.

Petrographie.



STUTTGART 1934

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

Wir bitten einzusenden:

1. Beiträge aus dem Gebiete der Allgemeinen und Speziellen Mineralogie, Chalkographie und Meteoritenkunde an Herrn Professor Brauns, Mineralogisches Institut der Universität Bonn.

2. Beiträge aus dem Gebiete der Petrographie, Lagerstättenlehre, Allgemeinen Geologie an Herrn Prof. Schneiderhöhn, Freiburg i. Br., Burgunderstraße 30.

3. Beiträge aus dem Gebiete der Historischen und Regionalen Geologie an Herrn Dr. W. O. Dietrich, Berlin N 4, Invalidenstr. 43 (in Vertretung).

4. Beiträge aus dem Gebiete der Paläontologie an Herrn Professor Broili in München 2, C., Neuhauser Str. 51.

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

Redaktion und Verlag.

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

## Neues Jahrbuch

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie.

**Beilage-Band 68 Abt. A Heft 2.**

Mit Taf. V—XV, 8 Textbeilagen, 34 Textabbildungen  
und 9 Tabellen im Text.

Goldschmidt, Victor und Karl Müller: Augit vom Vesuv. Teil I. Zwillingsgesetze. (Mit 31 Abbildungen im Text und auf 1 Textbeilage.) 28 S.

Mitteilungen aus dem Mineralogischen Institut der Universität Bonn. 97. Helmut Stützel: Die Tracht von Augiten aus Basalttuffen der Eifel. (Mit 4 Textabbildungen.) 18 S.

Mitteilungen aus dem Mineralogischen Institut der Universität Bonn. 99. K. Chudoba und W. Schilly: Die Morphologie des Magnetits in Abhängigkeit vom strukturellen Aufbau. (Mit 4 Textabbildungen und 6 Tabellen im Text.) 27 S.

Ahlfeld, Fr.: Ueber Zinnkies. (Beiträge zur Geologie und Mineralogie Boliviens Nr. 5.) (Mit Taf. V—VIII und 2 Textabbildungen.) 20 S.

Ramdohr, Paul: Nordenskiöldin in einer Zinnerzlagerstätte. (Mit Taf. IX, X.) 10 S.

Brown, James Chapman: Lagerstättenliche und erzmikroskopische Untersuchung der Zinnerzgänge der East Pool-Mine bei Redruth in Cornwall. Mit Taf. XI—XII und 7 Textbeilagen.) 39 S.

Beljankin, D. S., K. M. Feodotjew und Ch. S. Nikogosjan: Experimentaluntersuchung der magnesiumeisenhaltigen Monticellite. (Mit Taf. XIII—XV, 3 Textabbildungen und 3 Tabellen im Text.) 12 S.

## Petrographie.

### Allgemeines. Untersuchungsverfahren.

Dittler, E.: Gesteinsanalytisches Praktikum. Mit einem Anhang: Kontrolle und graphische Darstellung der Gesteinsanalysen von A. KÖHLER. (VIII + 111 S. Mit 9 Textfig. Berlin u. Leipzig, Walter de Gruyter & Co. Geb.: 4 RM.) — Vergl. Bespr. CBl. Min. 1933. A. 319—320.

**Esenwein, P.:** Nutzen und Anwendungsmöglichkeiten der Gesteinsanalyse im Dienste der Petrographie und Geologie. (De Mijning. 10. Bandoeng 1929. 260—268.)

An Hand von Beispielen aus den Gebieten der Eruptiv-, Sediment- und metamorphen Gesteine werden Wert und Anwendungsmöglichkeiten sowohl des C. P. I. W.-Systems als auch die Methode der NIGGLI'schen Molekularwerte aufgezeigt. In einer Nachschrift hebt GISOLF die Vorteile der NIGGLI'schen Parameter, deren Unübertreffbarkeit größtenteils in der Trennung von Säuren und Basen gelegen ist, gegenüber der amerikanischen Methode hervor. Letztere „verbirgt natürliche Gesteinsbeziehungen“ und „ist steif und unbiegsam“, das NIGGLI'sche System dagegen bringt die Beziehungen ans Licht und ist geschmeidig.

**F. Musper.**

**Teuscher, E. O.:** Methodisches zur quantitativen Strukturgliederung körniger Gesteine. (Min.-Petr. Mitt. 44. 1933. 410—421. Mit 5 Textfig. u. 2 Tafeln.)

Infolge der Willkür in der Körnigkeitsbenennung erscheinen primär gleiche Gesteine mit verschiedenen Bezeichnungen, dann wieder strukturell verschiedene Gesteine unter gleicher Benennung.

Verf. erörtert die Grundlagen der megaskopischen Strukturbestimmung. Einleitend werden Angaben über die Herstellung von Strukturaufnahmen gemacht. Die bisherigen Klassifikationen der Gesteine werden angeführt und einer Kritik unterzogen. Die vorgeschlagene Neunormung der Körnigkeitsstufen ist hier wiedergegeben.

Durchschnittliches Korn	Kornzahl pro cm <sup>2</sup>	Körnigkeitsbezeichnungen	Klassen nach der Dezimalgliederung
> 10 mm			(über-) cm-körnig
> 3,3 mm	1 → 10	grobkörnig	} (über-) mm-körnig
> 1,0 mm	10 → 100	mittelkörnig	
> 0,33 mm	100 → 1000	kleinkörnig	} (über-) dmm-körnig
> 0,1 mm	1000 → 10 000	feinkörnig	
< 0,1 mm	> 10 000	dicht	(über-) cmm-körnig.

Für die objektive und vergleichbare Körnigkeitsidentifizierung werden praktische Durchführungsbestimmungen angeführt, welche durch Anwendung eines Rasters eine umständliche Einzelvermessung und Auszählung ausschalten.

**Chudoba.**

**Smith, W. Campbell:** Catalogue of the rock collection in the mineral department of the British Museum (Natural History), arranged geographically. Part II: America. (London 1932. 53—164.)

Fortsetzung der in dies. Jb. 1931, II, 1 besprochenen Reihe.

Das jetzt vorliegende Heft gibt einen Überblick über die dem Britischen Museum gehörenden Einzelsammlungen, geographisch geordnet, von Grönland anfangend bis zu den Falklandsinseln. Viele Einzelangaben. Anführung der Hauptliteratur. Die für den ersten Teil im angeführten Referat angegebenen Vorzüge gelten auch für diesen Teil. Für Vergleichszwecke zweifellos wichtige Darstellung.

**Erich Kaiser.**

### Gesteinsbildende Mineralien (in Auswahl, vgl. Referate I, Einzelmineralien).

- Rosický, V.: Zur Frage der Nomenklatur der Plagioklase. (Zs. Krist. 84. 1933. 323—327. Mit 1 Textfig.) — Ref. dies. Jb. 1933. I. 389.
- Nikitin, W. W.: Korrekturen und Vervollständigungen der Diagramme zur Bestimmung der Feldspäte nach FEDOROW's Methode. (TSCHERM. M. P. M. 44. 1933. 117—167. Mit 7 Textfig. u 2 Tab.) — Ref. dies. Jb. 1933. I. 389—392.
- Homma, F.: Über das Ergebnis von Messungen an zonaren Plagioklasen aus Andesiten mit Hilfe des Universaldrehtisches. (Schweiz. Min.-Petr. Mitt. 12. 1932. 345—351. Mit 3 Textfig. u. 2 Taf.) — Ref. dies. Jb. 1933. I. 395—396.
- Zaniewska-Chlipalska, E.: La composition chimique des Feldspaths d'origine pegmatique comme critérium de l'hydrogenèse des pegmatites. (Archive de Min. de la Soc. des Sci. et des Lettres de Varsovie. 7. 1931. 49—81.) — Ref. dies. Jb. 1933. I. 388.
- Chudoba, K.: Zur chemischen Zusammensetzung pegmatitisch und magmatitisch gebildeter Alkalifeldspäte. (Cbl. Min. 1933. A. 260—273. Mit 3 Textabb. u. 8 Tab.)
- Zaniewska-Chlipalska, E.: Zur chemischen Zusammensetzung pegmatitisch und magmatitisch gebildeter Alkalifeldspäte. Erwiderung an Herrn Dr. CHUDOBA. (Cbl. Min. 1934. A. 91—93.)

Chudoba, K.: Bemerkung zur vorstehenden Erwiderung. (Cbl. Min. 1934. A. 93—94.)

**Mihara, A. S.:** Forme de l'altération des feldspaths dans les arènes granitiques des Vosges. (C. R. 198. 1934. 255.)

Der aus den Graniten herausgewitterte Feldspat ist nicht kaolinisiert, sondern, wie unter dem Mikroskop feststellbar, ein Kalknatronfeldspat, der mehr oder weniger sericitisiert ist. Verf. hat den Granit des Hochwaldes in den Vogesen, seine weißen Feldspäte und die Verwitterungsprodukte auch chemisch untersucht. Von den weißen Feldspäten sind 55% Kalknatronfeldspäte, 36% phyllitische Partikeln, 9% freie  $\text{SiO}_2$ . Unter den 36% nimmt Sericit mit 28 und Kaolinit mit 8% teil. Also auf 100 umgerechnet 78 Sericit, 22 Kaolinit. Letzterer ist aber u. d. M. nicht feststellbar, aber tatsächlich vorhanden.

Es werden 3 Granitanalysen gegeben von Graniten in einem verschiedenen Verwitterungsgrad. Daraus schließt Verf., daß der Kaolinit seine Existenz nur den Oberflächenwirkungen verdankt, welche zu einer Zersetzung des Granits geführt haben.

**M. Henglein.**

**Lämmlein, G.:** Skelettförmige Quarzeinsprenglinge in Lipariten. (Trav. de l'Inst. pétrograph. Ac. Sc. de l'URSS. 3. Leningrad 1933. 71—79. Mit 11 Fig. Russ. mit deutsch. Zusammenfassung.)

Verf. stellte Beobachtungen an prachtvoll ausgebildeten skelettartigen Quarzkristallen in Lipariten vom Fluß Beresowka im Kolyma-Gebiet (Nordostsibirien) an. Er kommt dabei zu der Schlußfolgerung, daß die Unregelmäßigkeit in den Umrissen zufälliger Quarzschnitte in Dünnschliffen dadurch erklärt werden kann, daß die Schnitte nicht orientiert durch den skelettartigen Kristall und nicht durch seine Mitte gingen. Verf. bringt eine Reihe Literaturbeispiele, wo die Bildung von unzweifelhaften skelettartigen Kristallen irrtümlicherweise der Korrosion zugeschrieben wurde. Um die Anschaulichkeit der Form eines skelettartigen Kristalles zu erhöhen, wird von Verf. die Herstellung von dickeren Dünnschliffen empfohlen, als sonst üblich ist.

**N. Polutoff.**

**Simpson, Brian:** The Dusky Apatites of the Eskdale (Cumberland) Granite. (Geol. Mag. 70. 1933. 375—378. Mit 2 Textfig.)

In den Gesteinen von Leinster, Chausey Island, Jersey, Cardiff und Dublin finden sich als Nebengemengteile Apatitkristalle vor, die einen mehr oder weniger scharf abgegrenzten Kern im Innern aufweisen. Der Kern selbst besteht aus verschiedenartig angeordneten Einschlüssen. Es soll sich hierbei nicht um rhythmisch gebildete und somit zonar eingewachsene Einschlüsse handeln, sondern um Umwachsungen früherer Kristallisationsprodukte durch Apatit.

**O. Zedlitz.**

## Eruptivgesteine.

**Niggli, P.:** Zur Mineralchemie der Eruptivgesteine und Pegmatite. (Schw. Min.-Petr. Mitt. 12. 1932. 204.)

Verf. gibt am Anfang der Arbeit eine Tabelle der wichtigsten mineralbildenden Elemente, geordnet nach steigender Valenz und nach steigender Raumbeanspruchung (Ionenradius), insbesondere gegenüber O. Die Tabelle zeigt im wesentlichen das Bild des periodischen Systems.

O und Si sind die beiden magmatischen Hauptelemente, sie beherrschen die Baupläne der magmatischen Mineralien. Zwei Prinzipien lassen die enge Selektion magmatischer Verbindungen verstehen, nämlich die Tendenz zur Bildung einparametrischer, gitterhafter, einfacher O-Gerüste mit O-O-Abständen 2,5—2,8 A.E., und die Vorherrschaft der Koordinationszahl 4 für O um Si. Daraus folgt, daß die einfachen O-Gerüste monomikte Tetraederhaufwerke oder Tetraeder-Oktaederhaufwerke bilden mit den Polyederschwerpunkten als den aktiven Koordinationszentren. Dabei liegen die Abstände zwischen den einzelnen O-Punkten in der Größenordnung des Durchmessers des O-Ions mit 2,64 A.E.

Die Elemente mit der Wertigkeit  $\geq 4$  zerfallen in zwei Hauptgruppen: 1. in die zu dem O-Gerüste gehörigen  $\mathfrak{B}$ -Teilchen, die mit Si zu aktiven Koordinationszentren des Anionengerüsts werden können, und 2. in eingelagerte Kationen  $\mathfrak{A}$ , die zur Absättigung nötig, aber doch relativ leicht austauschbar sind. Normalerweise bilden  $\mathfrak{B}$ -Teilchen die Elemente Ge, Al, Ga, Be, sehr selten Mg, Fe, Co, Ni, Cu, Cr, V, Ti, B, wahrscheinlich auch Li. Es sind die Elemente der Gruppe 2 mit den Übergängen zur Gruppe 3. Für die letzteren ist die Koordinationszahl 6 (Oktaederschwerpunkte) die normale. Die Elemente der Gruppen 1, 4 und 5 bilden die eingelagerten Kationen  $\mathfrak{A}$ .

Die Silikate enthalten im wesentlichen als Koordinationszentren der Zahl 4 nur Si und Al. Die gesteinsbildenden Mineralien mit monomikten  $\mathfrak{B}$ -O-Gerüsten sind daher durchwegs Alumosilikate mit den häufigen Elementen Na, K, Ca als eingelagerten Kationen. Im Gerüste dieser Alumosilikate läßt sich ohne weiteres Si durch Ge, Al durch Ga ersetzen.

Verf. zeigt, wie durch die Stellung von Be, Li und B diese Elemente nicht als Ersatz in das Gerüste eintreten können, sondern zu selbständigen Verbindungen führen müssen und daher in den Pegmatiten angereichert werden.

Sc ist in der Lage, teilweise Al als Koordinationszentrum zu vertreten, teilweise bleibt es in der Restlauge zurück und gelangt mit W, Nb, Ta zur Ausscheidung. Ähnlich Ti. Bei hohen Temperaturen ersetzt es in geringen Mengen Si, hat aber allgemein als stabile Koordinationszahl 6 und bildet daher, wegen seiner relativen Häufigkeit, selbständige Mineralien.

Eine neue Gruppe bilden die Elemente Ni, Co, Cu, die Platinmetalle und Cr (Zn, Cd). Neben Fe und Ti bilden sie in basischen Eruptivgesteinen abbauwürdige Lagerstätten oxydischer oder sulfarsenidischer Zusammensetzung. Es ist nun interessant, daß diese stabilen nicht silikatischen Verbindungen nahezu einparametrische Gerüste bilden, deren kürzeste Abstände Metall-S, Metall-Metall und S-S resp. As-As der Größenordnung nach den Abständen O-O in den Silikaten gleich sind.

## Pyrittypus:

Verbindung:	Metall- $\mathfrak{Q}$ (A.E.)	$\mathfrak{Q}$ - $\mathfrak{Q}$ (A.E.)
FeS <sub>2</sub> . . . . .	2,26	2,10
CoS <sub>2</sub> . . . . .	2,38	2,05
NiS <sub>2</sub> . . . . .	2,42	2,09
PtAs <sub>2</sub> . . . . .	~ 2	~ 2,5
CuFeS <sub>2</sub> . . . . .	2,15—2,40	2,87
Cu <sub>2</sub> S . . . . .	2,42	2,80

## Rotnickelkiestypus:

	Metall- $\mathfrak{Q}$	Metall-Metall
FeS . . . . .	2,45	2,89
CoS . . . . .	2,33	2,57
NiS . . . . .	2,38	2,65
NiAs . . . . .	2,43	2,52

Zum Vergleich seien die Abstände der kristallisierten Elemente angeführt: As,  $d = 2,5$ ; Pt,  $d = 2,76$ ; Fe ~ Ni ~ Co,  $d = 2,5—2,6$ ; Cu,  $d = 2,55$  A.E.

Dagegen finden sich in den pegmatitisch-pneumatolytisch-hydrothermalen Mineralien die Abstände:

Verbindung:	Metall- $\mathfrak{Q}$ (A.E.)	Metall-Metall	$\mathfrak{Q}$ - $\mathfrak{Q}$
PbS . . . . .	2,97	4,19	4,19
ZnS . . . . .	2,36	3,84	3,84
CdS . . . . .	2,5	4,1	4,1
HgS . . . . .	2,52—2,9	3,97	4,14

Diese Verbindungen scheiden sich mit den sich ähnlich verhaltenden Elementen Ag, Au, Mo erst aus den Restlösungen aus.

Die Kristallisationsgesetze der magmatischen Lösungen werden durch zwei Umstände bedingt: durch die allgemeinen z. T. durch die Raumbeanspruchung charakterisierbaren Verwandtschaftsverhältnisse der Elemente, dann aber durch die Selektion der gittergenetisch bevorzugten Kristallbaupläne in ihrer Beziehung zur primären Atomhäufigkeit. **W. Minder.**

**Brammall, Alfred:** Syntexis and Differentiation. (Geol. Mag. 70. 1933. 98—107. Mit 3 Textfig.)

Betrachtungen über Syntexe, Differentiation und Blutsverwandtschaft der Gesteine, erläutert an einigen Diagrammen und Beispielen, ohne jedoch neue Hypothesen zu bringen. **O. Zedlitz.**

**Hills, Edwin Sherbon:** An Unusual Occurrence of Myrmekite, and its Significance. (Geol. Mag. 70. 1933. 294—300. Mit 3 Textfig. und 1 Taf.)

Nach BECKE soll Myrmekit in „eigentlich vulkanischen Gesteinen“ nicht vorkommen. Verf. fand Myrmekit in einem oberdevonischen Meta-Toskanit von Marysville, Victoria, der näher beschrieben wird; gleichzeitig wird Stellung zur Frage der Entstehung von Myrmekit genommen.

Da der erwähnte Meta-Toskanit metamorph durch Intrusion eines Granodiorites verändert wurde, es sich also nicht um ein „eigentlich“ vulkanisches Gestein handelt, steht dies Vorkommen mit BECKE's Ansicht nicht in Widerspruch.

Der Toskanit gehört dem Nevadatypus an und besteht aus Einsprenglingen von Quarz, Mikroperthit, Plagioklas und Biotit, mit ein wenig Cordierit; die feinkörnige Grundmasse enthält Plagioklas, Orthoklas, Quarz und Biotit. Imenit, Apatit, Zirkon und blauer Turmalin treten akzessorisch auf. Der Myrmekit findet sich in manchen Fällen in den „ausgefranst“ Randgebieten der Plagioklase vor. Aus der Entstehung und dem Gesamtbild des Gesteins geht hervor, daß hier der Myrmekit metamorpher Umwandlung seine Entstehung verdankt. Daraus wird weiter geschlossen, daß die Bedingungen für die Entstehung des Myrmekit in diesem Falle ganz ähnlicher Art gewesen sein müssen, wie sie in plutonischen Gesteinen bei seiner Bildung auch vorherrschen. Die physikalisch-chemischen Grundlagen der Myrmekitentstehung hat SEDERHOLM 1916 aufgedeckt. Sie vermögen jedoch nicht zu erklären, warum auch der Biotit ein so häufiger Begleiter des Myrmekit ist. Verf. macht sich daher die Auffassung VÄYRYNEN's zu eigen, dessen Hypothese besagt, daß bei der kristalloblastischen Entstehung von Biotit aus Kalifeldspat Plagioklas und Quarz frei werden zur Bildung von Myrmekit. So wird das häufige Nebeneinander von Biotit-Quarz und Myrmekit erklärt, ebenso das fingerähnliche Verwachsensein von Biotit mit Kalifeldspat. **O. Zedlitz.**

**Nockolds, S. R.:** Some theoretical aspects of contamination in acid magmas. (Journ. of Geol. 41. 1933. 561—589.)

Mit der Frage, ob zur Assimilation im Magma Überhitzung vorhanden sein muß, hat sich schon BOWEN beschäftigt. Nach ihm ist Überhitzung nur nötig, um das fremde Material auf die Temperatur des Magmas zu bringen. Ein Magma kann einen Xenolith nicht lösen, wenn der Fremdkörper aus Material besteht, das einem früheren Reaktionsstadium angehört als das, in dem sich das Magma zurzeit befindet. Es reagiert aber mit ihm unter Bildung von Reaktionsreihen, an denen es selbst gesättigt ist. Diese Reaktion ist exotherm. Der Fremdkörper kann nur dann gelöst werden, wenn er sich in einem späteren Reaktionsstadium befindet als das Magma. Diese Reaktion ist endotherm.

Zahlreiche Beobachtungen lassen erkennen, daß leichtflüchtige Bestandteile vorzugsweise von den Xenolithen absorbiert werden. Es kommt hier besonders zu Apatitbildungen, wenn die fremden Gesteine basische Eruptiva waren, zu Biotit- und Hornblendebildungen, wenn es sich um Sedimente und ähnliche Gesteine handelt. Trotz solcher starker innerer Umwandlungen behalten aber die Xenolithe, meist scharf ausgeprägt, ihre äußere Form, vorausgesetzt, daß sie basischer sind als das Magma. Eine Auflösung findet also nicht statt, sondern nur eine Verdrängung. Das bedingt die Möglichkeit freier Diffusion von Material in den Xenolith hinein und aus ihm heraus. Der wichtigste leichtflüchtige Bestandteil im Magma ist Wasser. Wegen des hohen Außendrucks wird das Wasser im Stadium der Umwandlung des Xenoliths vorwiegend flüssig sein (eine Gasphase tritt erst bei vorgeschrittener



Krist. auf). Es wird sich also bei dem Vorgang um die Diffusion einer Flüssigkeit im Magma handeln, die dann in den Xenolith eintritt, in dem dann kapillares und subkapillares Durchfließen vor Diffusion vorherrscht. Verf. glaubt im Gegensatz zu BOWEN nicht, daß das Magma so viskos ist, daß eine solche Diffusion nicht stattfinden kann. Zahlreiche Gründe sprechen für geringere Viskosität, als meist angenommen wird. Leichtflüchtige Bestandteile und einfache Silikate werden wegen ihres geringeren Molekularvolumens usw. leichter diffundieren können als komplexe Salze.

Die Ursache der Diffusion ist ein Konzentrationsgefälle. Eine Diffusion wird erst dann stattfinden können, wenn ein Teil der leichtflüchtigen Bestandteile und einfachen Salze in den Randzonen und den Xenolithen verfestigt ist, wodurch die Konzentration hier erniedrigt wird. Andererseits wird sie so lange dauern, als die Xenolithe durch sie noch umgewandelt werden können. Diffundieren die mit gelösten Substanzen beladenen leichtflüchtigen Bestandteile in die Xenolithe und verändern diese, dann müssen die bei der Umwandlung verdrängten Elemente in das Magma hinausdiffundieren. Diesen Vorgang bezeichnet READ als „reziproke Reaktion“. Bei diesen Umwandlungen sind einerseits CaO, MgO, FeO, andererseits K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O und gelegentlich Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> vergesellschaftet, obwohl letzteres in beiden Gruppen auftreten kann. Im allgemeinen wird ferner in Mg-reichen Xenolithen Kali stärker als Natron, in kalkreichen Natron stärker als Kali aufgenommen.

Bei dieser Umwandlung erhält aber nun der Xenolith nicht etwa eine Zusammensetzung, die in der Mitte zwischen seiner ursprünglichen und der des Magmas liegt. Reziproke Reaktionen finden nicht deshalb statt, weil die chemische Zusammensetzung der Xenolithe eine andere ist als die des Magmas, sondern weil sich ihre Phasen unter den gegebenen Bedingungen nicht im Gleichgewicht befinden. So wird sich z. B. ein Schiefer mit Biotit, Orthoklas und Quarz in einem Biotitgranitmagma nicht umwandeln, trotz des anderen chemischen Zusammensetzungsverhältnisses. Das Vorkommen instabiler Phasen (z. B. Korund, Andalusit, Granat, Wollastonit usw.) in Eruptiven zeigt an, daß das Gleichgewicht häufig nicht völlig erreicht wurde. Mineralien dieser Art zeigen meist Reaktionsränder. In sauren Magmen werden den Xenolithen durch die leichtflüchtigen Bestandteile besonders SiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, manchmal Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> zugeführt. Ebenso sind die aus den Xenolithen hinausdiffundierenden Substanzen in den leichtflüchtigen Substanzen gelöst. Der Prozeß dauert — unabhängig von der Menge der zugeführten Substanzen — so lange, bis entweder der Einschluß so weit geändert ist, daß er sich im Gleichgewicht befindet, oder bis die Diffusion infolge vorgeschrittener Kristallisation aufhört.

Es finden z. B. folgende Reaktionen bei der Verdrängung von Kalk im Xenolith durch Natron statt:

1. Zunächst sind folgende Gleichgewichte vorhanden:

Komplexe Silikate des Magmas mit Natron  $\rightleftharpoons$  Dissoziationsprodukte dieser Silikate, gelöst in leichtfl. Best. (bes. Wasser);

Komplexe Silikate im Magma mit Kalk  $\rightleftharpoons$  Dissoziationsprodukte dieser Silikate, gelöst in leichtfl. Best.

2. Beim Eingehen der Natronverbindungen in den Xenolith finden folgende Reaktionen statt:

Komplexe Silikate im Magma mit Natron  $\rightarrow$  Dissoziationsprodukte  $\rightarrow$  Bildung fester Natronphasen im Xenolith.

3. Zu gleicher Zeit entsteht durch die im Xenolith frei gewordenen Kalkverbindungen folgende Reaktion:

Im Xenolith frei gewordene Kalkverbindungen  $\rightarrow$  Dissoziationsprodukte komplexer Kalksilikate des Magmas, gelöst in leichtfl. Best.  $\rightarrow$  Komplexe Kalksilikatmoleküle im Magma.  $\blacksquare$

Die leichtflüchtigen Bestandteile wirken bei diesen Reaktionen hauptsächlich als Medium geringer Viskosität, in dem die Dissoziationsprodukte der komplexen Silikate und die im Xenolith frei gewordenen Verbindungen verhältnismäßig leicht reagieren können.

Auch das Magma erleidet bei diesen Vorgängen Veränderungen. Während aber bei den Xenolithen durch das Eindringen des Materials stabile Phasen entstehen (stabil aber in bezug auf das bastardisierte und nicht das ursprüngliche Magma!), verändern die Elemente, die dem Magma aus den Xenolithen zugeführt werden, dieses nur in Richtung auf eine Zusammensetzung, die zwischen der der Xenolithe und seiner ursprünglichen liegt. Es können hierbei auch im Bastardmagma Phasen kristallisieren, die in gewöhnlichen Magmen nicht entstehen. Kann der Prozeß bis zum Ende laufen, so werden alle Phasen in den Xenolithen ihre Äquivalente auch im Magma haben. Es wird also auch die Art und Menge der Phasen, die aus dem Magma kristallisieren, verändert. BOWEN berücksichtigt nach Ansicht des Verf.'s viel zu wenig, daß auch Substanzen aus den Xenolithen dem Magma zugeführt werden. Ein solcher Austausch findet nur dann nicht statt, wenn das in den Xenolithen ersetzte Material gasförmig weggehen kann ((z. B. Ersatz von  $\text{CO}_2$  in Kalken durch  $\text{SiO}_2$ ). Im allgemeinen werden die reziproken Reaktionen vor der Kristallisation des Magmas vor sich gehen.

Da gewisse Elemente den Xenolithen in größerer Menge zugeführt sein können, als dem Durchschnitt des Magmas entspricht, werden Mineralien, in denen diese Elemente sonst auftreten, zu dieser Zeit nicht kristallisieren können. Durch die Zufuhr von Material aus den Xenolithen wird das vorhandene Gleichgewicht in der magmatischen Lösung gestört. Es können z. B. aus einem granitischen Magma durch Kalkaufnahme tonalitische, granodioritische, dioritische oder sogar ultrabasische Gesteine entstehen. Bei Pegmatiten und Apliten kann Ähnliches vorkommen (Hornblendepegmatite — Diopsidpegmatite). Hier können wegen der geringeren Größe Phasen entstehen (z. B. Grossular, Wollastonit), die sich in größeren Eruptivkörpern nicht bilden können („pseudostabile Phasen“). Wird Kalk von Alkalimagmen absorbiert, so entsteht fast immer Melanit. Tritt Tonerde in ein Magma ein, so entsteht Cordierit. In kleineren Körpern kann sich hier auch Spinell oder Korund bilden, jedoch nur, wenn zugleich eine Entkieselung durch Reaktion mit Einschlüssen oder dem Nebengestein stattfindet. Verf. gibt zahlreiche weitere Beispiele für solche Umwandlungen. Allgemein scheint aber die Kieselsäure eine relativ passive Rolle bei den reziproken Reaktionen zu spielen.

Das Magma verändert seine Zusammensetzung nicht nur durch reziproke Reaktionen. Es kann sich auch durch „mechanische Methoden“ Material einverleiben, nachdem die Mineralgesellschaft durch reziproke Reaktion soweit als möglich stabilisiert wurde. Hierbei sind 3 verschiedene Arten der Aufnahme zu unterscheiden: Die erste findet statt, wenn nicht alle Phasen im Magma oder den Xenolithen im Gleichgewicht sind, die zweite, wenn sie mehr oder weniger im Gleichgewicht bleiben, die dritte, wenn das Magma „en masse“ in die Xenolithe oder das Nebengestein eindringt.

Typ I. Ein Einschluß kann im früheren Bildungsstadium mit dem abkühlenden Magma im Gleichgewicht sein. Einzelne seiner Phasen können aber im späteren Stadium nicht mehr im Gleichgewicht sein oder es kann primär ein Teil der Phasen schon im Ungleichgewicht sein. Es kommt also zu einer Auflösung der instabilen Phasen, wobei der Zusammenhalt der Xenolithe aufgehoben wird und die stabilen Phasen frei im Magma schwimmen. Handelt es sich hierbei um salische Mineralien, die zwar dieselbe Zusammensetzung haben, wie die im Magma entstehenden, aber kleineres Korn, so werden sie ebenfalls gelöst und die im Magma gebildeten vergrößern ihr Korn. Sie sind aber gleich groß, so findet eine Auflösung nicht statt.

Typ II. Bei diesem Vorgang werden alle festen Phasen des Xenoliths dem Magma im festen Zustand einverleibt. Magmatisches Material dringt in die Xenolithe ein, kristallisiert, wächst hier und zerstört so den Zusammenhalt.

Typ III kommt vor allem bei Gesteinen mit deutlicher Schieferung vor, bei denen lit-par-lit Injektionen auftreten können. Bei solchen Vorkommen wirkt oft Typ II zuerst und erst im späteren Stadium Typ III. Auch Typ I und III können zusammenwirken.

Bewegungen im Magma unterstützten alle Typen der mechanischen Zerstörung von Einschlüssen. Als Produkte entstehen entweder kleine Brocken oder Einzelmineralien. Sie sind, streng genommen, „Xenokristalle“, d. h. Kristalle, die von Material außerhalb des Magmas stammen und die dem Magma, in dem sie sich finden, fremd sind, trotzdem sie bei vorangegangener reziproker Reaktion zwar von außerhalb des Magmas stammen, aber keine eigentlichen Fremdkörper im Magma sind.

**Cissarz.**

**Guimaraes, Djalma:** A provincia magmatica do Brasil meridional (südlich). (Estado de Minas Geraes, Secretaria da Agricultura, Depart. dos serviços geogr. e geol.; Serviço Geol., Monografia I. Bello Horizonte. 1933. 1—66. Mit 18 Taf. Schlußfolgerungen in Franz. Preis 4 \$.)<sup>1</sup>)

Die Arbeit stellt eine beachtenswerte Erweiterung früherer Untersuchungen des Verf.'s dar [Ref. in dies. Jb. 1931. II. 280]. Nach Hinweisen auf die riesige Ausdehnung und die bis über 600 m gehende Mächtigkeit der jungtriadischen bis liassischen, Basalt oder Melaphyr genannten Effusive (Serra Geral) Südbrasilien geht Verf. auf ihre Beziehungen zu dem Auftreten von Alkalimagmen (Phonolithe, Tinguaita, Foyaite von Poços de Caldas, Annita-

<sup>1</sup> [Anscheinend handelt es sich um eine Erweiterung des staatlichen Geologischen Dienstes, die sehr zu begrüßen ist. Ref.]

polis<sup>1</sup> u. a. O.) ein. Beide Sippen sollen stets eng miteinander verbunden sein, so daß es, eine nahe Altersverwandtschaft angenommen, wahrscheinlich sei, daß die „atlantischen“ Magmen sich von den „pazifischen“ herleiten. Zur Stütze wird u. a. das neuerdings von v. FREYBERG beschriebene [und von ihm unter Vorbehalt in die Kreide gestellte] tuffartige Gestein von Uberaba herangezogen, das, wie schon HUSSAK beobachtet hatte, dem Deckenmelaphyr auflagert, der seinerseits von dem jungtriadischen Botucatú-Sandstein unterlagert wird. Der Tuff enthält Brocken von Alkalieruptiven und von ihnen wurde neuerdings festgestellt, daß sie noch das jungpermisch-triadische Estrada Nova metamorphosieren. Verf. möchte sie in den Nachkeuper stellen. [Dieses Höchstalter zugegeben, bleibt doch immer noch die obere Altersgrenze unentschieden. Man kennt nicht das Ausmaß des Hiatus zwischen Botucatú und Serra Geral, also auch nicht mit Sicherheit das Alter der Effusive der letzten Gruppe, was ja ebenso von den Volcanic beds Südafrikas gilt. Auch in Paraguay und dem westlichen Argentinien finden sich eng verbunden die beiden Sippen. Wie Ref., von R. BEDER beraten, betonte — Ref. in dies. Jb. 1930. II. 66 —, sind aber die Limburgitbasalte in Paraguay durch weit größere Frische ausgezeichnet. Die Sache erschwert sich noch dadurch, daß in Uruguay Breccien mit Brocken der dortigen „atlantischen“ Eruptive in vordevonische halbkristalline Schiefer eingeschaltet sind. Denkbar ist es ja immerhin, daß sie dorthin durch jüngere noch ganz undefinierbare Einfaltung gelangten, aber dem ist entgegenzuhalten, daß sie, wie WILLMANN gezeigt hat, z. T. wenig deutlich „atlantisch“ ausgebildet sind und so der Kalkkalisippe nahestehen dürften, deren vordevonisches Alter feststeht. Ref.]

Im Anschluß an HOLMES wendet Verf. folgende Nomenklatur an:

1. Basaltit: Olivinfreier porphyritischer Basalt mit tholeiitischer Grundmasse.
2. Diabas: Semiophitisches bis intersertales Übergangsgestein zwischen Basalt und Diabas<sup>2</sup>. U. d. M. sind die Gemengteile erkennbar.
3. Dolerit: Holokristallin, mittelkörnig, ophitisch.
4. Melaphyr: Blasiges und amygdaloides Gestein, unverändert.
5. Spilit: Ebenso, aber mit albitisiertem Feldspat und mehr oder weniger umgewandeltem Pyroxen.

Bei der ersten Gruppe wird HUSSAK's Schilderung der Paranenser Porphyrite wörtlich wiedergegeben. Der Pyroxen wird vom Verf. als Magnesiumdiopsid charakterisiert, mit Neigung zur Hypersthenisierung. Die Mesostasis enthält neben Kristalliten von Oligoklas und Quarz Labrador nebst Oligoklas in synanthetischer Form. Bei den Tholeiiten beträgt die durchschnittliche Zusammensetzung des Plagioklases  $Ab_{43}An_{57}$ , doch treten noch viel basischere Typen auf. Vorkommen inversen zonaren Aufbaus (basischer nach außen) werden angeführt. Auch bei den „Diabasen“ ist der Pyroxen als Magnesiumdiopsid entwickelt, daneben fand sich ein farbloser stärker lichtbrechender Typ mit weit geringerem 2V (18° gegenüber 41—45°, bei Zonarstruktur bis 37° abnehmend); er wird umwachsen von Klinoenstatit oder von ihm

<sup>1</sup> [Ref. in dies. Jb. 1930. II. 413.]

<sup>2</sup> [An anderer Stelle: „Zwischen Basalt und Gabbro“. Ref.]

eingeschlossen. Biotit- und Hornblendebildung wird als Vorläufer „viridischer“ Umwandlung des Pyroxens aufgefaßt. In der Mesostasis finden sich oft etwas Myrmekit und Quarz als letztes Ausscheidungsprodukt. Labrador, Andesin und Albit erscheinen dabei synangetisch oder es zeigt sich Quarz, Albit, Oligoklas, Labrador und Hullit. Apatit ist hier nicht selten; seine Bildung fällt sehr spät, wie allein schon aus Hullit-Einschlüssen in dem Mineral zu erkennen ist. Plagioklas ist in gewissen Gesteinszonen randlich in Na-Orthoklas umgewandelt, was offensichtlich den Anstoß zur Kaolinisierung des ersten gab. Bei den „Melaphyren“ werden die bekannten Ergebnisse HUSSAK's über Zeolithe (1890) z. T. wörtlich wiedergegeben. Zahlreiche chemische und mineralogische Analysen folgen.

Im Staate Rio Grande d. S. wurden andesitische Gesteine festgestellt, die dem Verf. „als mit den in Rede stehenden basaltischen Gesteinen verbunden zu sein scheinen“. Sie führen Nephelin, wodurch sie sich von dem sonst sehr ähnlichen Lëidleit von Loch Scridain, Mull, unterscheiden. Was Hypersthenisierung, Hornblende- und Biotitgehalt sowie intersertale Mikrogranophyrbildung und Anorthoklasrand anlangt, sollen sie sich ganz den oben geschilderten Gesteinen anschließen. Aber ein Hyalolëidleit von Arroyo (Rio Gr. d. S.) muß wegen seines reichlichen Nephelingehtes schon mit tephritischen Magmen in Beziehung gebracht werden. Es folgen weitere Angaben über den erwähnten pikritporphyritischen Tuff von Uberaba nebst Analysen (Pt-Gehalt!).

In den Schlußfolgerungen wird zunächst noch einmal auf den Vorgang der Hypersthenisierung hingewiesen, der sich durch einen schrittweisen Wechsel der optischen Eigenschaften des Pyroxens ankündigt. Dieses Mineral wurde immer reicher an Mg, aber später stieg die Konzentration des  $\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ , Vorgänge, die Verf. der Wirkung von Mineralisatoren schon während der magmatischen Phase zuschreibt. Mit der Mg-Anreicherung wird eine vom Ref. in uruguayischen Gesteinen vermutete häufige Resorption frühzeitig ausgeschiedenen Olivins in Beziehung gebracht. Einem Temperatursturz ist die Biotit-Hornblendebildung und das schnelle Erreichen der autopneumatolytischen wie hydrothermalen Phase der Magmaergüsse zu danken. Verf. möchte dieser Vorstellung zufolge sie als submarin bezeichnen, womit das Auftreten des pyroklastischen Uberaba-Tuffes in Verbindung zu bringen sei [? Ref.]. Im Schlußkapitel wird den Vorgängen der magmatischen Differentiation (Mineralbildung durch Gravitation und fraktionierte Kristallisierung) und ihrer Beeinflussung durch tektonische Vorgänge nachgegangen. Der Magnetitgehalt der Gesteine nimmt von São Paulo nach Rio Grande zu ab, wo in den dortigen Hypersthenandesiten das Mineral nur akzessorisch auftritt. [Für die in den beiden letzten Sätzen angeschnittenen Probleme müßten mehr Einzelbeobachtungen aus Brasilien beigebracht werden, die in Einklang zu bringen wären mit Feststellungen im südlichen Nachbarlande. Ref.]

Wie bei dem genannten Fe-Mineral, so hatte Verf. schon früher eine allmähliche Anreicherung von Olivin und Perowskit wahrgenommen. Er spricht weiter von einer Konzentrierung von Ägirinaugit, gerichtet von oberen Teilen eines Tales gegen seinen Boden zu. Im wesentlichen übereinstimmend mit

FENNER leitet Verf. die Hypersthenisierung von der Fe-Anreicherung durch Gravitation her. Die Tendenz der Entwicklung eines Magmas ist bekanntlich auf die Erzielung einer saueren Restlösung gerichtet und gewisse granitische Magmen wären demgemäß von Tiefen-Basalten [?] herzuleiten. GUIMARAES schließt sich NIGGLI an, wenn er auf den Einfluß flüchtiger Komponenten (Beziehungen zwischen der hydrolytischen Spaltung des Wassers und der Löslichkeit der  $\text{SiO}_2$ !) bei der Differentiation hinweist. In Übereinstimmung mit bekannten Gedankengängen [NIGGLI, SHAND, CAMPBELL, SCHWANTKE usw.] wird aus der „Silifizierung“ des Olivinmoleküls das des Klinoenstatits und späteren Hypersthens (s. o.) abgeleitet, der zu einer „Pseudowollastonitierung“ von Albit, d. h. zu Anorthit führt. Das gleichzeitig gebildete Na-Metasilikat findet sich in Na-Pyroxenen und -Amphibolen wieder. Nach Erreichen der plutonisch-pegmatitischen Phase wurde es dem halberstarten Magma schwer, sich seiner flüchtigen Bestandteile zu entledigen und es bildeten sich infolgedessen Ausgleichsreaktionen zwischen den Gesteinsgemengteilen und der Restlösung (Albitisierung des Plagioklases). Durch das flüchtige  $\text{CO}_2$  wird  $\text{CaCO}_3$  erzeugt (oft in Tinguait und Phonolith beobachtet) und an Stelle des saueren Albits treten [kieselsäuresparende] Feldspatvertreter, d. h. hier Nephelin. Dieses Mineral enthält bekanntlich das Anorthitmolekül. In gewissen brasilischen Tinguaiten wie Phonolithen wurde Rosenbuschit festgestellt. F und Cl erscheinen neu in dem spät gebildeten (s. o.) Apatit (so wie anderwärts vielleicht im Sodalith) und  $\text{CO}_2$  zeigt sich im Cancrinit. Verf. vermutet das Eingreifen von Fe-Chloriden oder -Fluoriden bei der Bildung des Ägirinmoleküls und erinnert an den Urbanit SJOEGREN'S. „In den von mir untersuchten Basalten werden die beiden genannten Elemente erst während der letzten Stufe der Kristallisation gebunden.“

K. Walther.

**Fuller, Richard E.:** Tensional surface features of certain basaltic ellipsoids. (Journ. of Geol. 40. 1932. 164—170.)

Im Columbia River-Plateau, Zentralwashington, treten submarin ergossene Basalte auf. Aus gut flüssigen Laven entstanden bei Erguß in seichtem Wasser Basaltbreccien, die zum großen Teil aus Sideromelan, der durchsichtigen Abart basaltischen Glases, bestehen. In diesen Breccien finden sich elliptische Massen, die teils durch Absonderung entstanden, teils Apophysen von Gängen sind. Die wellige Oberfläche dieser Massen ist meist durch ein Netzwerk tiefer Risse in Polygone geteilt, die ihrerseits wieder durch zahlreiche kleinere Risse unterteilt sind. Diese Risse (Brotkrustenstruktur) wurden vor der vollständigen Erstarrung der Glasbasis gebildet. Verf. beschreibt in der Arbeit die Art und Weise des Auftretens dieser Risse in allen Einzelheiten. Er nimmt an, daß die Risse durch Zerspringen einer dünnen Kruste homogener glasiger Lava entstanden sind, als diese plötzlich unter Wasser erstarrte.

Viele der zersprengten Ellipsoide zeigen lokal konzentrische Bänder, die eine gewisse Zonenfolge erkennen lassen. Außen ist die glasige Randzone im allgemeinen teilweise in Palagonit umgewandelt. Nach etwa 1—1½ cm folgt ein grauer Streifen, darauf ein unregelmäßiges braunes, teilweise körnig erscheinendes Band. Hierauf folgt wieder eine Palagonitzone, auf die sich die ganze vorgenannte Folge wiederholt. Die Zonen entstanden durch konzen-

trische Absonderungsrisse bei der Abkühlung, durch die Wasser noch während der Verfestigung der Masse zutreten konnte.

**Cissarz.**

Preston, F. W.: Ball-and-Socket Jointing in Basalt Prisms. (Proc. R. Soc. of London. Series B. **106**. 1930. 87—93. Mit 1 Taf.)

## Sedimentgesteine.

### Sedimentpetrographische Untersuchungsverfahren.

**Spangenberg, K.:** Die Methoden zur Feststellung des Mineralbestandes von Sedimentgesteinen. (Schlesische Ges. f. vaterl. Kultur. 104. Jahresber. 1931. 24.)

Verf. geht zunächst auf die chemische Trennung der einzelnen Mineralbestandteile ein. In allen Fällen, wo die mikroskopische Diagnose unmöglich ist und die chemischen Teilanalysen versagen, denkt man zunächst an die röntgenographische Untersuchung nach der Debye-Scherrer-Methode. Wenn ein einziger Hauptgemengteil untersucht werden soll, wird dieser Weg auch gangbar sein, wenn ein Vergleichsdiagramm des betreffenden Minerals bekannt ist. Sind aber mehrere Komponenten in einem Gemisch mit sehr ungleichem Mengenverhältnis, so ist es sehr schwierig, wenn nicht unmöglich, mit Sicherheit mehr als zwei verschiedene Komponenten nebeneinander nachzuweisen. Daher ist bei feinkörnigen Carbonaten, wie bei allen tonigen und lateritischen Gesteinen, ein anderer Weg einzuschlagen, nämlich die Analyse durch thermischen Abbau. Die Carbonate dissoziieren bei höheren Temperaturen durch CO<sub>2</sub>-Abgabe, die Komponenten der tonigen und lateritischen sekundären Gesteine sind meist Hydrate des Aluminiums oder Eisens, wasserhaltige Aluminiumsilikate oder Kieselsäuregel und geben bei voneinander verschiedenen Temperaturen ihr Wasser ab. Sobald das Dissoziationsverhalten der einzelnen Mineralien genauer bekannt ist, steht einer thermischen Abbauanalyse von Gesteinen nichts mehr im Wege, da dies Verhalten in den meisten Fällen genügende Unterschiede aufzuweisen scheint. Auch die besonders schwierig zu untersuchenden Mergel lassen ihren Mineralbestand ermitteln. Eine Kombination von mikroskopischer und röntgenographischer Untersuchung mit der chemischen Teilanalyse und dem thermischen Abbau ist öfter notwendig.

**M. Henglein.**

**Urbain, Pierre:** Sur la séparation des divers constituants des argiles. (C. R. **198**. 1934. 964.)

Die Tone und analoge Sedimente führen kristallisierte Mineralien, die in Wasser unlöslich und schwach adsorbierend sind, pseudolösliche und sehr adsorbierende kolloidale Produkte und lösliche und adsorbierbare Elektrolyte. Das Sediment ist im allgemeinen mit einer wässrigen Lösung durchdrängt, die einen Teil der Elektrolyte enthält, während der Rest durch die Kolloide adsorbiert ist. Die Reaktion dieser Lösung, der Wert des Verhältnisses aufgelöste Elektrolyte : adsorbierte Elektrolyte und die relative Bedeutung der drei Gruppen der unten erwähnten Bestandteile sind die wesentlichen Faktoren der Eigenart der Tone und besonders ihrer Durchlässigkeit.

Unter diesen Bedingungen ist die Trennung der Bestandteile der Tone von großem Interesse für den Geologen und Geochemiker. Die gewöhnliche Methode besteht darin, das Sediment im Wasser zu zerteilen und es durch einfache Abklärung oder durch Zentrifugieren zu fraktionieren. Sie ist aber langwierig und mühsam, da man nach 30 Auswaschungen und ebensoviel Zentrifugationen höchstens 90% der Kolloide trennen kann und sie noch nicht von Elektrolyten befreit sind. Die Methode mit chemischen Mitteln ist zu verwerfen; denn sie verändern die Zusammensetzung und selbst die von Natur verschiedenen Bestandteile. Verf. hat die elektrischen Eigenschaften der Kolloide benützt: 5—20 g Ton werden in 500 ccm destilliertes Wasser gebracht. Die Suspension wird dreimal zentrifugiert; die oben schwimmende Flüssigkeit enthält den größten Teil der Elektrolyte. Das Sediment, das die kristallisierten Mineralien und Kolloide vereinigt, wird wieder in ein Reagenzglas gebracht, das mit destilliertem Wasser gefüllt und durch eine umgekehrte befestigte Abdampfschale abgeschlossen wird. Das so geschlossene Reagenzglas wird umgekehrt auf eine mit destilliertem Wasser gefüllte Wanne gebracht. Die kristallisierten Mineralien, die schwerer als die Kolloide sind, sammeln sich in der Schale. Zwei Elektroden, am Grund der Wanne, unmittelbar unter der Wasseroberfläche, werden mit 100 Volt/cm beschickt. Dann hebt man das Reagenzglas und die Kolloide diffundieren langsam, ohne daß sich das Reagenzglas leert, denn es funktioniert wie ein Manometerrohr. Die Stromintensität nimmt fortschreitend zu und kann 250 Milliampères am Ende des Versuchs erreichen. In diesem Augenblick sind alle negativ geladenen Kolloide gegen die positive Elektrode weggespült worden, gegen die sie koagulierten unter Entladung. Das Feld hindert das Sinken der positiven Kolloide, die suspendiert bleiben. Man klärt dann die Flüssigkeit ab und wiederholt den Versuch mit den in der Schale zurückgehaltenen kristallisierten Mineralien und den koagulierten negativen Kolloiden. Mit 12 Operationen kann man eine vollständig ausgewaschene kristalline Fraktion, eine kolloidale in positiven Partikeln angereichert, eine ebensolche in negativen und eine Salzlösung erhalten. Diese 4 Fraktionen können getrennt analysiert werden. Der Apparat ist in einer großen Zeichnung dargestellt.

**M. Henglein.**

**Wentworth, Chester K.:** The shapes of rock particles. A discussion. (Journ. of Geol. 41. 1933. 306—309.)

Verf. hält verschiedene Definitionen in der Arbeit von HAKON WADELL [Ref. dies. Jb. 1934. Ref. II. 155] für nicht eindeutig genug. Die Kugelgestalt läßt sich, wie Verf. in früheren Arbeiten gezeigt hat, auch noch durch den gleichen Rundungsgrad der Oberfläche und durch die gleichen Durchmesser nach allen Richtungen von einem gemeinsamen Zentrum aus ausdrücken. Ferner unterscheidet WADELL zwischen Kugelgestalt (sphericity) und Rundung. Kugelgestalt ist aber nach Ansicht des Verf.'s ein eindeutig definierter Begriff. Der Betrag der Rundung kann mittels der 3 obengenannten Eigenschaften gemessen werden. Für Formen, die nicht völlig kugelig sind, sollte der Ausdruck „Speroid“ benutzt werden. Der Begriff „Rundung“ ist ein allgemeiner. Der Begriff „höchster



Rundungsgrad“ kann eigentlich nur die Kugelgestalt ausdrücken. Man kann aber nicht wie WADELL sagen: „ein Teilchen hat einen hohen Grad der Kugelgestalt und keine Rundung“. Es ist ferner nicht ganz richtig, wenn WADELL definiert: „ein Zylinder, der an beiden Enden durch eine halbe Kugel begrenzt wird, kann nicht mehr weiter gerundet werden“. In natürlichen Vorkommen kann ein solcher Körper durch Lösung oder weitere Abrollung doch noch weiter der Kugelgestalt zugeführt werden.

Verf. ist schließlich der Auffassung, daß beim Vorgang der Abrollung zu vielerlei Prozesse mitwirken, um das Stadium der Kornausbildung nur durch einen Index auszudrücken.

Cissarz.

**Wadell, Hakon:** Sphericity and roundness of rock particles. (Journ. of Geol. 41. 1933. 310—331.)

Die Arbeit ist eine Antwort auf die Einwendungen von C. K. WENTWORTH gegen die Arbeit des Verf.'s von 1932 (vergl. vorhergehendes Ref.). In der vorliegenden Erwiderung werden manche Definitionen weiter begründet und manche Begriffe näher bestimmt, als in der früheren Arbeit der Fall war.

Zunächst glaubt Verf., daß die Einwendungen gegen seine Definition des Grades der wahren Kugelform nicht stichhaltig sind. Die weiteren von WENTWORTH genannten Definitionen drücken im Endeffekt dasselbe aus, wie die vom Verf. gegebene. In bezug auf den Begriff „Kugelgestalt“ ist Verf. auf Grund der verschiedenen in der Literatur vorhandenen Definitionen des Begriffs „sphericity“ der Meinung, daß es doch verschiedene Grade von „sphericity“ gibt. Ebenso ist Rundung (roundness) unabhängig von „sphericity“. Alle geometrischen Körper mit ebenen Flächen, Ecken und Kanten haben eben den Rundungswert 0.

Zwischen Volumen, Oberfläche und sedimentologischer Gestalt eines Körpers bestehen gewisse Beziehungen: 1. Körper gleicher Oberfläche und gleichen Volumens haben gleiche Gestalt, 2. Körper gleicher Oberfläche, aber verschiedenen Volumens haben verschiedene Gestalt, 3. Körper verschiedener Oberfläche, aber gleichen Volumens haben verschiedene Gestalt. Es gibt also zwei Wege, um die Gestalt eines Sedimentkörnchens auszudrücken, entweder auf der Basis der gleichen Oberfläche und verschiedenem Volumen oder umgekehrt. Verf. ging aus Zweckmäßigkeitsgründen den letztgenannten Weg. Ferner erschien es Verf. ungeeignet, dem Begriff „Gestalt“ eine bestimmte Definition zu geben und er wählte daher den Begriff der „wahren Kugelform (true sphericity)“.

Dasselbe, was für die Definition von „sphericity“ galt, gilt auch für die Definition des Begriffs „rund (round)“. Aus zahlreichen Definitionen des Begriffs geht hervor, daß der „maximale Rundungsgrad“ nicht notwendigerweise eine Kugel zu sein braucht. Was „Rundung“ genau bedeutet, wird in der Arbeit eingehend ausgeführt.

Schließlich geht Verf. noch auf die besonderen Änderungen von Gesteinsteilchen in Gestalt und Rundung durch mechanische und chemische Vorgänge ein. Ebenso wird das angewandte Meßverfahren kurz beschrieben.

Cissarz.

Correns, Carl W. und Viktor Leinz: Tuffige Sedimente des Toba-Sees (Nordsumatra) als Beispiele für die sedimentpetrographische Bedeutung von Struktur und Textur. (Cbl. Min. 1933. A. 382—390. Mit 3 Textabb.)

### Gliederung und Systematik der Sedimentgesteine.

**Leuchs, Kurt:** Über Breccien. (Geol. Rundsch. 24. 1933. 273—284.)

In neuerer Zeit mehren sich die Versuche einer systematisch-klassifikatorischen Behandlung dieses grobklastischen Sediments. Wie so oft in solchen Fällen wird dadurch die Erkenntnis in das Wesen der Naturerscheinungen zwar vertieft, eine begriffliche Klarlegung des gesamten Erscheinungskomplexes aber zugleich vor neue und z. T. unlösbare Schwierigkeiten gestellt. (Unter Ablehnung eines früheren mißglückten Versuchs, das Wort „Bresche“ für diesen Gesteinstypus einführen zu wollen, gebrauche ich hier das in das deutsche Sprachgut bereits eingegangene Wort, so wie es gesprochen wird.) Übereinstimmung besteht heute wohl darin, daß wenigstens begrifflich zwischen Lockermassen und Gestein unterschieden wird und nur auf das verfestigte Gebilde das Wort Brekzie Anwendung finden soll. In ähnlicher Weise wird man auch mit dem Verf. als entscheidend für Brekzie eine schon äußerlich erkennbare Vorherrschaft nicht abgerollter Gesteinskomponenten anzusehen haben. Sehr anschaulich beschreibt Verf. u. a. jene Möglichkeiten, die bei Ablagerung des sog. Gehängeschuttes obwalten. Daß von Felswänden abgewitterte Blöcke nicht nur bei parallelepipedisch plattiger Formgestalt, sondern insbesondere auch bei außerordentlichem Größenausmaß nachweisbar verhältnismäßig langsam abzurutschen pflegen, wird vielleicht nicht immer genügend in Betracht gezogen, zumal man die Neigung der Hänge erfahrungsgemäß überschätzt; können doch außer der Lage des Schwerpunktes hierbei noch alle möglichen Begleitumstände in Frage kommen, die ein Überkippen und Kollern eines solchen auf seiner Bahn alles Entgegenstehende nieder- und beiseitedrückenden Riesenblockes hintanhaltend. Der Begriff Fanglomerat, wie er von E. KAISER bereits sehr sorgfältig herausgearbeitet wurde, ist m. E. wenig dazu angetan, in die „große Abteilung der Gehängebrekzien“ nur als eine „klimatisch bedingte Unterabteilung“ eingereiht zu werden. Verf. gruppiert weiterhin in subaerische Gehänge-, Höhlen-, Glazial-, sowie in subaquatische Schwemm-, Rest-, Riff- und Intersedimentärbrekzien, und so sieht er sich dazu gedrängt, auch die etwa nur „durch zirkulierende und Binde-mittel absetzende Wasser“ zur Einbettung und Verfestigung gelangten Bonebedbrekzien zu den subaquatischen Schwemmbrekzien zu stellen. Den Restbrekzien aber rechnet Verf. als besonders wichtige Unterabteilung die Transgressionsbrekzien zu, wobei er bei seiner Klassifikation dieser Bildungen als entscheidend gelten lassen will, ob eine Aufbereitung des überfluteten Untergrundes stattgefunden hat oder nicht.

**E. Christa.**

Kaiser, Erich †: „Gerölltone“? (Cbl. Min. 1934. B. 136—140.)

### Bildung klastischer Sedimente im Meer.

**Lueders, K.:** Unmittelbare Sandwanderungsmessung auf dem Meeresboden. (Veröff. d. Inst. Meereskunde. Berlin. N. F. Geogr. naturw. Reihe. H. 24. Berlin 1933. 36 S. Mit 14 Abb.)

Die für die Praxis wie für die Sedimentkunde gleich wichtige Frage der Sandwanderung am Meeresboden ist hier in europäischen Gewässern wohl zum ersten Male durch unmittelbare Messungen verfolgt worden. Verf. gibt zunächst eine Übersicht über die Geräte, welche in Flüssen für Geschiebemessungen verwendet werden, und beschreibt dann die von ihm benutzte „Sandfalle“, die auf den MÖLLER'schen Sandkasten zurückgeht. Es ist ein an der Stirnseite offener, flacher, langer Kasten, der außerdem im Deckel nach hinten immer kleiner werdende Öffnungen hat. Die Fläche dieser Öffnungen beträgt ein Mehrfaches der Eintrittsöffnung, und so verlangsamt das Wasser seine Geschwindigkeit und gibt seinen Sand ab. Ein Verschließen beim Hochholen vermeidet ein Ausspülen. Vergleichsmessungen im Gerinne der Wasserbauversuchsanstalt in Wilhelmshaven zwischen der Sandfalle und einer Bodenplatte, die Sand aufnahm, haben ergeben, daß das in der Sandfalle erzielte Material gröber als das unmittelbar von der Bodenplatte entnommene war. Besonders die Korngrößen um 0,3 mm waren weniger vorhanden, wahrscheinlich wird ein Teil durch Wirbelbildung am Apparat vorbeigeführt. Für Vergleichsmessungen ist der Apparat aber gut geeignet. Es werden dann einige Meßergebnisse aus dem Jadegebiet beschrieben, die entweder während der größten Stromgeschwindigkeit der Ebbe und der Flut oder durch die ganze Tide gemacht worden sind. Verf. kommt zu dem sensationellen Ergebnis, daß ganz allgemein im Meere keine gesetzmäßige Abhängigkeit zwischen Stromgeschwindigkeit und Wandermenge und zwischen ihr und der Korngröße besteht. Bei der Auswertung ist nicht berücksichtigt worden, daß weder die Sedimente noch die Korngrößen noch die Wandermenge nur durch die Strömungsgeschwindigkeiten bedingt sind, daß sie vielmehr durch das Zusammenwirken einer größeren Zahl von Faktoren entstehen. Gerade im Gebiet mit tiefen engen Rinnen und großen sehr flachen Bänken, in dem Ebb- und Flutstrom vielfach noch die Richtung wechseln und daher aus verschiedenen Einzugsgebieten die Sinkstoffe beziehen, lassen sich weder die Mengen noch die Korngrößen vergleichen, weil die hierbei wirkenden Gesetzmäßigkeiten durch die verschiedene Belieferung mit Ausgangsmaterial völlig verschleiert werden können. Auch reicht es zur Erfassung von Gesetzmäßigkeiten in einem Gebiet mit unruhigem Relief nicht aus, auf die Messung der Stromgeschwindigkeiten am Boden zu verzichten und dafür die mittlere Profilgeschwindigkeit einzusetzen. Weiter ist es nicht zulässig, wenn die Einwirkung der Strömungsgeschwindigkeit auf die Korngrößen untersucht werden soll, die absoluten Korngrößen zu nehmen, sofern sie sich im Material wesentlich unterscheiden. Wenn der schwächere Ebbstrom dadurch gröbere Sedimente erzielt, daß er leichte Schneckenschalen vom Watt herunterbringt, so spricht das noch nicht gegen die Gesetzmäßigkeit, denn bei der Gesetzmäßigkeit sind die hydraulischen Werte zu berücksichtigen. Verf. scheint selber nicht fest von dem Fehlen der Gesetzmäßigkeiten überzeugt zu sein,

denn er sucht immer wieder die Gründe, welche in den verschiedenen Fällen das erwartete Bild verändert haben. Dann würde es aber richtiger sein, zu sagen: „die Ergebnisse im Jadegebiet lassen sich nicht restlos erklären und lassen anscheinend eine gesetzmäßige Beziehung zwischen Strömung, Wandermenge und Korngrößen nicht erkennen“. Sie scheinen aber in den graphischen Darstellungen enthalten zu sein. Immerhin darf man eine so kleine Zahl von Untersuchungen in dem äußersten und hierfür wenig geeigneten Saum des Meeres nicht für alle Meere verallgemeinern.

So sehr dieser Teil der Arbeit, soweit er sich auf die Ausdeutung der dargestellten exakten Ergebnisse bezieht, abgelehnt werden muß, so sehr muß andererseits begrüßt werden, daß hier ein Apparat geschaffen worden ist, der praktisch einwandfrei arbeitet und derartige Beobachtungen am Meeresboden gestattet. Es ist zu hoffen, daß sie in günstigeren Gebieten mit auf große Strecken gleichartigen Sedimenten, also etwa in der offenen Nordsee, fortgesetzt werden.

Weitere Ergebnisse waren die Beobachtungen des Beginns der Sandwanderung nach Überschreiten eines Grenzwertes der Geschwindigkeit, ferner die Möglichkeit, aus der mittleren Korngröße die Herkunft von Verflachungen zu erkennen und schließlich die überschlägliche Berechnung der Sandmenge, die durch die Eckrinne der Außenjade mit 1000 m Breite hindurchwandert: 700 cbm je Tag!

**Pratje.**

**Wohlenberg, Erich:** Das Andelpolster und die Entstehung einer charakteristischen Abrasionsform im Wattenmeer. (Wissensch. Meeresuntersuchungen. N. F. Abt. Helgoland. 19. Abh. 4, Kiel 1933. 10 S. Mit 1 Taf.)

Der Andel (*Festuca thalassica* KUNTH = *Atropis maritima* GROB = *Glyceria maritima* WAHLBG.) spielt eine wichtige Rolle im Verlandungsgebiet des Wattenmeers. Seine Verbreitung hört wenige Zentimeter unterhalb der mittleren Hochwasserlinie auf. Hier bildet er mit dem Queller zusammen die erste ausdauernde Pflanzengesellschaft und ist dem Queller durch die Mehrjährigkeit und durch die Fähigkeit, eine Sedimentdecke nach oben durchzuwachsen zu können, überlegen. Die Andelpolster verdanken dieser Fähigkeit ihr Entstehen. Eine flache örtliche Ansiedlung wird bei jedem Hochwasser, also zweimal täglich, mit einer dünnen Sedimentschicht, die bei Sturmfluten recht mächtig werden kann, zugedeckt. Diese wird durchwuchert und oben wird ein neuer Andelrasen gebildet. Dadurch wird der abgelagerte Schlick festgehalten und es findet eine Schichtenbildung von Sediment und Pflanzendecke statt. Da die örtliche Ansiedlung sich auch horizontal etwas ausbreitet, muß eine gewölbte Polsterform mit konzentrischen Schichten entstehen. Schließlich wachsen die örtlichen Polster zusammen und bilden eine Andelwiese. Gerät sie wieder in den Abtragungsbereich des Meeres, so kommt durch Anschneiden der Polster der schalige Aufbau heraus. Derartige Bildungen sind am Wattrand nicht selten und deuten auf ehemaligen Bewuchs mit Andel hin.

**Pratje.**

### Bildung chemischer und biochemischer Sedimente im Meer.

**Black, M.:** The Precipitation of Calcium Carbonate on the Great Bahama Bank. (Geol. Mag. 70. 1933. 455—466. Mit 2 Textfig.)

Auf einer internationalen Expedition zu den Bahama-Inseln wurden auch die westlich der Insel Andros vorgelagerten Untiefen und Bänke besucht; auf drei dies Gebiet durchkreuzenden Wegen wurden in regelmäßigen Abständen Seewasserproben aus verschiedenen Tiefen entnommen, um die Ablagerung von Calciumcarbonat zu untersuchen. Die Proben wurden dann im Laboratorium auf ihren Chloridgehalt hin analysiert; der gesamte Salzgehalt erfolgte, wie auch die Bestimmung der Carbonatmenge, durch Berechnung.

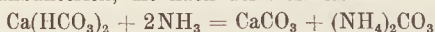
Der Meeresspiegel liegt über den „Bahama Banks“ etwa 6 m; in ihren Randgebieten geht es dann ziemlich steil in Tiefen bis zu über 1000 m hinab. Der Salzgehalt des Ozeans beträgt in der Umgebung der Andros-Insel 36 bis 37 ‰, während er in dem Wasser über den Bänken bis zu 38,7 ‰ ansteigen kann. Aus einer Kartenskizze geht hervor, daß die Salzkonzentration im mittleren Teil der Untiefe am größten ist, und daß er nach N zu stark, nach W zu in der Richtung der Floridastraße (Golfstrom) etwas langsamer absinkt bis zum normalen Gehalt. Die Wassertemperaturen sind im allgemeinen höher als im offenen Ozean. Das Wasser des Golfstromes hat im Sommer 23,9° C, im Winter 28,8° C; in der Nähe des Landes der Andros-Insel wurde eine höchste Wassertemperatur von 33° C gemessen.

Das vom Ozean über dies große flache Gebiet fließende Wasser erhöht seinen Salzgehalt etwa nach der Mitte der Bank zu, wo er durch günstige Bedingungen wohl auf noch über 38,7 ‰ ansteigen könnte. An dieser Erhöhung des Salzgehaltes ist vor allem Calciumcarbonat beteiligt. Das von CaCO<sub>3</sub> gesättigte Meerwasser strömt über die Untiefen, wo ein wesentlicher Teil des Wassers verdunstet, so daß eine Sedimentation von Kalk erfolgen muß. So einfach jedoch liegen die Verhältnisse nicht, da eine ganze Reihe anderer Faktoren eine wichtige Rolle spielen, deren Wirkung nicht vernachlässigt werden darf. Da ist zum Beispiel die Löslichkeit von Kohlendioxyd in Wasser; sie fällt mit höherer Wassertemperatur, womit eine geringere Ausscheidung von Kalk verbunden ist. Unter Zugrundelegung dieser genau geprüften Verhältnisse konnte die folgende Berechnung z. B. für die Wassertemperaturen des offenen Meeres und des Flachwassers durchgeführt werden: Temperatur des Golfstromes 23,9° C, steigt im Flachwasser auf 27,2° C; der Salzgehalt steigt damit von 36 ‰ auf 38,5 ‰ an; es wird also 1 cbm Golfstromwasser über den Bänken durch Verdunstung auf  $\frac{36}{38,5}$  cbm reduziert. Die Löslichkeit von CaCO<sub>3</sub> im Meerwasser = 56,96 mg pro cbm; es bleiben also in dem Wasser, das vom Golfstrom über die Untiefen fließt,  $\frac{36}{38,5} \cdot 54,24 = 50,73$  mg Kalk in Lösung und es fallen 6,23 mg Calciumcarbonat aus. In stehenden Gewässern kann der Gehalt an Kalk ganz beträchtlich höhere Werte erreichen durch starke Anreicherung von Kohlensäure, die durch pflanzliche und tierische Organismen entwickelt wird. Fluten, Stürme und Strömungen können dieser Tatsache wieder entgegenwirken. Doch diese Ereignisse werden durch die Jahreszeiten rhythmisch reguliert. Andererseits

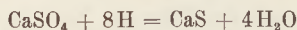
können starke Regenfälle die Verdunstung z. T. aufheben. Unter Zusammenfassung aller dieser komplizierten Vorgänge gelang es, die Winter- und Sommerablagerungen von Kalk zu berechnen.

	Winter	Sommer
Temperatur des Golfstromes . . . . .	23,9° C	28,8° C
Entsprechende Löslichkeit von CaCO <sub>3</sub> in Meerwasser in mg/cbm . . . . .	57	53
Nettoverlust durch Verdunsten . . . . .	1,203	0,646
Gewicht des Niederschlags von Kalk in mg/m <sup>2</sup> . . .	67,01	34,24

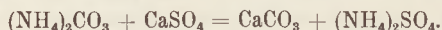
Daraus ergibt sich eine jährliche Niederschlagsmenge von 101,25 mg/m<sup>2</sup>, entsprechend einer Schichtdicke von 0,0338 mm. Im Zentrum der Sandbank von Andros machen Aragonitnadeln etwa 20 % des Sedimentes aus, andere Bestandteile sind Schalen von Foraminiferen, Muscheln und ähnlichem, so daß eine jährliche Gesamtdicke von 0,166 mm gebildet wird. Dazu könnten noch Anhäufungen von Mangroveschlamm gerechnet werden, womit eine weitere Steigerung der Schichtdicke verbunden ist, ebenso natürlich durch die Ablagerung von Pflanzen und Wirbellosen. An manchen Stellen spielt die Tätigkeit lebender Bakterien eine nicht zu unterschätzende Rolle; besonders sind es Ammoniakbakterien, die nach der Formel:



Kalkablagerungen verursachen können. Einen geringeren Anteil haben die Schwefelbakterien:



Am wahrscheinlichsten ist der folgende Vorgang durch Beitrag der Ammoniakbakterien:



#### O. Zedlitz.

**Umbgrove, J. H. F.:** De tegenwoordige gedaante der koraalrifproblemen. [Der gegenwärtige Stand der Korallenriffprobleme.] (Rede b. Antritt d. Amts als Prof. d. Geol. a. d. Techn. Hochsch. zu Delft. 3. Juni 1930. De Ing. 45. Utrecht 1930. M. Mijnbouw. 11—15.)

Nahezu inhaltsgleich der auch anderwärts erschienenen Arbeit desselben Titels (vgl. Ref. dies. Jb. 1931. III. 607).

#### F. Musper.

**Schneider, Max:** Die Kieselerde von Neuburg a. d. D. und ihre Industrie. (Diss. München 1933.)

Die Neuburger Kieselerde wird in geologisch-mineralogischer und technologischer Hinsicht beschrieben. Auf Gewinnung und Aufbereitung der Kieselerde, ihre Verwertung, die wirtschaftliche Lage der Industrie und die sozialen Verhältnisse geht Verf. sehr weitgehend ein.

Die Neuburger Kieselkreide ist die Ablagerung eines cenomanen Meeres. Das Salzwasser hat den Feinsand und das eigentliche „Weiß“ in trüber Mischung in stillere Buchten gebracht, wo sich der schwere Sand zuerst ablagerte. Da die Kieselkreide ebenso hauptsächlich aus Quarzkörnchen besteht wie der Keuperton und da beide sehr kalkarm sind, so könnte der Gedanke

naheliegen, in dem Neuburger Kieselweiß ein Schlammprodukt dieser Keuper-sande zu sehen. Fernerliegend ist die Annahme der Entstehung aus Jura-hartsteinknollen. Zur Entstehung der Neuburger Weißerde-Lager waren zwei verschiedene Vorgänge wirksam: Sedimentierung und tektonische Be-wegungen. Verwendung findet die Kieselerde zu 15 % in der Ultramarin-fabrikation, zu 65 % in der Putzmittelindustrie und der Rest in verschiedenen anderen Industrien.

**M. Henglein.**

Wetzel, W.: Die paläobiologische Lösung eines Feuersteinrätsels. (CBI. Min. 1934. B. 65—74.)

### Bildung chemischer und biochemischer Sedimente in festländischen Gewässern.

**Thienemann, August:** Mückenlarven bilden Gestein. (Natur und Museum. 63. 1933. 370—378. Mit 5 Abb.)

Es handelt sich um Kalktuffe, deren Textur (nicht Struktur, wie Verf. schreibt) durch Inkrustation von Anhäufungen von Chironomidenlarven bedingt wird. Diese Tuffe fand Verf. in 2 Bächen, welche der Partnach ein Stück oberhalb der bekannten Partnachklamm bei Partenkirchen von links und etwa in der Mitte der Klamm von rechts her zufließen. Die Zuckmücke, welche hier bei der Ausgestaltung des Kalktuffs mitwirkt, wird *Lithotanytarsus emarginatus* genannt. Wenn Verf. zum Schluß seiner vorläufigen Mitteilung über die Bildung dieser Chironomidentuffe schreibt: „Natürlich wirkt bei der Ausfällung des Kalks aus dem Bachwasser die Chironomidenlarve nicht aktiv mit, wohl aber ist die Struktur des Tuffes das Werk ihrer Lebenstätigkeit, d. h. ihres Gehäusebaues. Sie gibt der Kalkkruste die typische Form. . . . . .“ Daher können wir die Larven der Zuckmücke *Lithotanytarsus emarginatus* mit Recht als ‚Gesteinsbildner‘ bezeichnen“, so kann Ref. dem nicht zu-stimmen; sonst müßte man etwa auch ein abgestorbenes Blatt, das in einen Kalktuff hineingerät und durch dessen Mineralsubstanz inkrustiert wird, als „Gesteinsbildner“ ansprechen. Als Geologe und Paläontologe muß man jedenfalls strengere Anforderungen an diesen Begriff stellen.

Rezente Chironomidentuffe wurden schon 1921 von BAJARUNAS aus der Umgebung von Stauropol beschrieben.

**K. Andréé.**

### Diagenese und nichtmetamorphe Umbildungen in Sediment-gesteinen.

**Walther, K.:** CHARLES DARWIN'S Besuch des Cerro de los Claveles am Perico Flaco, einem Nebenfluß des Rio Negro, im Jahre 1833. (La visita de CH. DARWIN en 1833 al cerro de los Claveles sobre el arroyo Perico Flaco, afluente del Rio Negro.) (Montevideo. Rev. Fac. Agro-nomia. Nr. 8. 1933.)

Die genannte Lokalität, eine mächtige Felsmasse, an der Mündung des Perico Flaco in den Rio Negro (Prov. Soriano) wurde schon von CH. DARWIN auf seiner berühmten Weltreise im Jahr 1833 besucht und in seinen „Observations in South America“ in groben Umrissen beschrieben. Es sind dort lehmige,

sandige und auch kalkige Sedimente, die verkieselte und silicizementierte Massen einschließen, die nach dem Hangenden zunehmen. Etwas unter dem Gipfel des Cerro befindet sich eine 2—3 m mächtige Chalcedonbank mit geringem Carbonatgehalt. Die harten und konsistenten Kieselgesteine aus hydratischem Kieselsäuregel sind dieselben Bildungen wie die südafrikanischen „Sileretes“. Ihre Entstehung erfolgte durch die intensiven diagenetischen Prozesse der Verwitterung im ariden und semiariden Klima des Jungtertiär. Jedoch sind die einzelnen metasomatischen Prozesse, welche zu solchen Gesteinsbildungen führten, noch näher zu erforschen.

Auf manche solcher Kieselgesteine machte schon DARWIN vor 100 Jahren aus den Dptos. Soriano und Colonia aufmerksam und mit Recht kann deshalb die Felsmasse des Cerro de los Claveles, den bereits ein Monument zur Erinnerung der 100jährigen Wiederkehr seines Besuches zielt, vom Verf. als Rincón Darwin oder Darwin Cliff bezeichnet werden.

K. Willmann.

**Spuhler, L. H.:** Die „glasierten Blöcke“ der Rheinpfalz. (Jahresber. u. Mitt. Oberrh. geol. Ver. N. F. 23. 1934. 12—61.)

Die Arbeit befaßt sich mit Gesteinen, die häufig eine glänzend glatte Oberfläche haben und die sich zum größten Teil als einzelne Findlinge auf ganz verschiedenem Untergrund finden. Die Bezeichnung „glasierte Blöcke“ gilt für recht verschiedenartige Gesteine, die entweder ganz oder zum Teil aus Kieselsäure bestehen. Folgende Gruppen von derartigen Gesteinen werden unterschieden und aus dem vorliegenden Gebiete mikroskopisch untersucht:

I. Durch Einkieselung entstandene Gesteine.

1. Die sekundäre Kieselsäure füllt nur die Poren aus.

a) Chalcedonsandsteine

b) Zementquarzite

c) Konglomeratquarzite.

2. Die klastischen Körner werden durch die sekundäre Kieselsäure zu orientiertem Wachstum angeregt.

a) Sandsteine mit Quarzitharakter, exogene körnige Quarzite

b) Kristallsandstein, Kristallquarzit.

II. Durch Verkieselung entstandene Gesteine.

Die sekundäre Kieselsäure verdrängt ein vorhandenes Mineral

1. aus Carbonaten

2. aus Silikatgesteinen.

III. Sekundäre Kieselsäuregesteine unbestimmter Herkunft.

Abgesehen von den geringen Mengen schwer verwitterbarer Reste des älteren Gebirges, finden sich vor allem zwei Hauptgruppen glasierter Blöcke, diejenigen der Muschelkalkhöhen der Westpfalz und die vermutlich tertiären exogenen Quarzite der Nordpfalz und der Marnheimer Bucht. Erstere entsprechen wahrscheinlich Hornsteinen des mittleren und oberen Muschelkalkes, die beiden letzteren sind zum größten Teil Quarzite, die durch Einkieselung entstanden, zum geringen Teil verkieselte Süßwasserkalke.



Zwischen den auf primärer und sekundärer Lagerstätte vorkommenden Quarziten der Marnheimer Tertiärbucht und der Nordpfalz ist dabei kein wesentlicher Unterschied festzustellen. Sie entstanden durch Einkieselung reiner oder tonhaltiger fein- und grobkörniger Sande bis Konglomerate. Ihre Bildung erfolgte an oder nahe an der Erdoberfläche. Das Alter des Ausgangsmaterials ist wechselnd. Recht wechselnd wird auch von verschiedenen Autoren das Alter der Blöcke selbst angegeben. Ihre Bildung steht mit einer alten koalinierten Landoberfläche in Zusammenhang, deren Reste verkieselt wurden. Diese Verkieselung fand entweder an Ort und Stelle oder erst nach fluviatiler Umlagerung statt. Verf. hält auf Grund seiner Untersuchung letzteres für wahrscheinlicher.

Solche weit verbreiteten Verkieselungen sind bisher nur aus halbariden Klimagebieten bekannt geworden. Halbarides Klima war im untersuchten Gebiet im Unteroligocän mit seinen Salzbildungen vorhanden. Verf. legt daher die Entstehung dieser Blöcke ins Unteroligocän. **Cissarz.**

**Bastin, Edson S.:** Relations of cherts to stylolithes at Carthage, Missouri. (Journ. of Geol. 41. 1933. 372—381.)

Die Hornsteine im oberen Teil der Boone-Formation in Carthage, Missouri, entstanden weitgehend, wenn nicht ganz, durch Verdrängungsvorgänge. Dies wird angedeutet durch die Erhaltung der Fossilien und der Schichtung, sowie durch das Durchhalten der Schichtung in dem seitlich anliegenden Kalk. Die Verdrängung ging weitgehend von den Schichtfugen aus. Spalten spielen hierbei keine Rolle. Ebenso ist in der Nähe der heutigen Oberfläche keine Zunahme der Verdrängung zu beobachten.

Manchmal folgte die Verdrängung auf die Bildung der Stylolithen. In solchen Fällen macht die Verdrängung plötzlich an den relativ unlöslichen und undurchlässigen Stylolithenpartien halt. Solche Hornsteine entstanden im schon verfestigten Kalk. In anderen Fällen entstanden die Hornsteine, meist in rundlichen Formen, vor der Bildung der Stylolithen, die ebenfalls im allgemeinen der Schichtung folgen. Durch Streifung auf ihren Seitenflächen lassen solche Hornsteine erkennen, daß sie in die Kalke, zugleich mit der Bildung der Stylolithen, hineingedrückt wurden. Diese Hornsteine führen ebenso wie die, die an die Stylolithen angrenzen, Fossilien und zeigen Reste von Schichtung. Auch sie sind durch Verdrängung entstanden. Der Grad der Verfestigung zu ihrer Bildungszeit läßt sich aber nicht mehr feststellen.

Trotz dieser Verschiedenheit der Bildungen ist es aber nicht notwendig, zwei Verkieselungsperioden anzunehmen. Sowohl die Bildung der Hornsteine, als auch die der Stylolithen dauerte längere Zeit und beide Bildungen konnten sich überlagern.

Eine Beziehung zwischen den benachbarten Zinkgruben und der Verkieselung besteht wahrscheinlich nicht, obwohl hierüber ein abschließendes Urteil noch nicht gefällt werden kann. Die Kalkbreccien in den benachbarten Gruben zeigen aber im Gegensatz zu den Carthage-Steinbrüchen Dolomitierung und Bildung von Eisen im Bindemittel. Diese Vorgänge hängen wahrscheinlich mit der Zufuhr der Sulfide zusammen. Die Sulfide verdrängen in diesen Breccien die kalkige Zwischenmasse. **Cissarz.**

**Dorn, P.:** Barytsandstein im oberen Burgsandstein von Hilpoltstein (Mittelfranken). (Jahresber. u. Mitt. Oberrh. geol. Ver. N. F. **23**. 1934. 81—87.)

In der Umgebung von Hilpoltstein wurden bei den Orten Hilpoltstein, Heuberg, Heubühl, Allersberg und Zell im Bereich des oberen Burgsandsteins Schwerspatbildungen in großer Verbreitung nachgewiesen. Der Schwerspat wurde im Sandstein teils in Einzelkristallen bis 5 cm Länge, teils als unregelmäßige konkretionäre Bildungen ausgeschieden. Beide Bildungen bestehen zu 60—80 % aus Quarz und wenig zersetztem Orthoklas. Die Schwerspatbildung ist jünger als das ursprüngliche kalkige Bindemittel des Sandsteins. Die Verteilung der Knollen im Sandstein ist stets sehr unregelmäßig. In einem Vorkommen (Heubühl) sind meist mehrere Knollen miteinander verschweißt. Verf. nimmt an, daß das Barium durch chloridische Mineralwässer ascendend zugeführt wurde. Das Alter der Bildung ist spätobermiocän.

**Cissarz.**

### Ältere Sedimentgesteine.

**Blayac, J.:** A. MICHEL-LÉVY et M. THORAL: Sur un conglomérat de base dans le Cambrien des Monts de Lacaune et sur l'âge antécambrien des formations granitiques du Mendic près de Graissassac (Hérault). (C. R. **198**. 1934. 489.)

An der Basis des Cambro-Silurs haben die Verf. (C. R. **194**. 1932. 1366) Arkosen, die reich an Mikroklin sind und Turmalin enthalten, von den Monts de Lacaune beschrieben. Diese Arkosen gehen allmählich in ihrem unteren Teil in eine laminierte Bildung über, sind silifiziert und sericitisiert, führen Quarz und Mikroklin. Sie werden von BERGERON Blavierit genannt. Früher für einen Granulitmylonit gehalten, erscheint uns das Gestein als Mylonit eines mächtigen Arkosen- und Konglomeratniveaus. Auf die oberen deutlich erkennbaren Arkosen folgen in der Tiefe sehr geschieferte Niveaus, welche große, unregelmäßig abgerundete, teils grünliche, teils gelbliche Flecken aufweisen, begleitet von elliptisch deformiertem Quarz. Im Dünnschliff erkennt man, daß es sich um deformierte, verkieselte und sericitisierte Gesteine handelt. Die Hauptfundorte sind bei Rocozels, Masnau und Frézie bei Tauriac (Aveyron).

Die bestimmten Gesteine sind ein Mikrogranit mit schwarzem Glimmer, Sericitschiefer mit Andalusit, Schiefer und Sericitquarzite und endlich vulkanische Gesteine, einerseits ein Oligoklasit oder Albitophyr, andererseits ein Rhyolith, mehr oder weniger obsidianartig.

Das Granitmassiv von Mendic ist vorcambrisch. Es lieferte das Material für die Arkosen und Konglomerate der Basis des Cambriums. Ein gleichzeitiger Vulkanismus ist ebenfalls erwiesen.

**M. Henglein.**

**Davidson, Charles F.:** An Olivin-Bearing Conglomerate from the Island of Raasay, Inverness-shire. (Geol. Mag. **70**. 1933. 272—274. Mit 1 Textfig.)

Beschreibung eines von Teschenit und Pikrit benachbarten Konglomerates, das etwa 29,5 % Olivin enthält. Nach Verf.'s Meinung ist dies das

erste bisher beobachtete olivinführende Sediment. Auffallend ist, daß die Olivinkörner auch nicht die leiseste Spur einer Zersetzung erkennen lassen.

**O. Zedlitz.**

**Kramer, William B.:** Boulders from Bengalia. (Journ. of Geol. 41. 1933. 590—621.)

In dem carbonischen Caney-Schiefer der Ouachita-Berge im südöstlichen Oklahoma finden sich grobe, eckige oder gerundete Gerölle verschiedener Art, deren Herkunft und Entstehungsart seit längerer Zeit stark umstritten ist. Die Gerölle bestehen aus Sedimentgesteinen, die älter sind als die Matrix, in der sie liegen. Die entsprechenden Gesteine streichen teilweise in der engeren Umgebung des Vorkommens aus, teils handelt es sich um Gesteine, die in den Ouachitas nicht vorkommen. Ihre Größe ist aber zum Teil derartig, daß ein längerer Transport des Materials ausgeschlossen erscheint.

Verf. referiert die Ansichten der verschiedenen Autoren über die Entstehung dieser Gerölle. Er selbst lehnt die Möglichkeit eines längeren Transportes, auch des fremden Materials, ab. Er glaubt die Herkunft dieses Materials doch auch aus örtlichen Vorkommen herleiten zu können. Er weist in diesem Zusammenhang darauf hin, daß ähnliche Gesteine, wie sie als „fremdes Material“ unter den Geröllen vorkommen, in einigen Gebieten die Ouachitas Oklahomas unterlagern. An der Nordseite der Ouachitas existierte fast im ganzen Paläozoicum ein Lundgebiet, Bengalia. Durch Krustenbewegungen traten in diesem Gebiet Veränderungen in der Verteilung von Land und Meer auf. Durch Erosion kamen ältere Gesteine an die Oberfläche. Bengalia bildete fast während der ganzen Mississippizeit die nördl. Grenze des Ouachita-Troges, in dem die mächtigen Stanley- und Jackfork-Formationen abgelagert wurden, während im N und W nur die wenige 100 m mächtigen unteren Caney-Schiefer abgelagert wurden. Im späteren Caney waren sowohl Bengalia, als auch Llanoria, das südliche Landgebiet, niedriger geworden und der Trog war mit den Meeren im N und W durch Meeresarme verbunden. Durch Erdbeben, die das Absinken des Troges begleiteten, wurden submarine Erdrutschungen veranlaßt, durch die die Gerölle von Bengalia in die oberen Caney-Schiefer gelangten, wo sie dann an der Nordwestseite des Troges abgelagert wurden.

**Cissarz.**

**Adamson, J. H. and G. F. Wilson:** The Petrography of the Lower carboniferous Rocks of North-east Ireland. (Proc. Roy. Ir. Ac. 41. B. Nr. 14. 1933. 179.)

Aus den 5 Gebieten Ballycastle Coalfield, Cultra Exposures (Co. Down), Inishowen Shore of Lough Foyle, Roe Valley und Dungannon, Cookstown-Becken, das sich nördlich gegen Maghera und Tobermore erstreckt, werden die Gesteine und vor allem die Mineralien darin beschrieben. Alle Sedimente von allen Gebieten zeigen Quarz, Feldspat und hellen Glimmer. 70—90 % der Quarze zeigen undulöse Auslöschung. Nur bei Slieve Gallion waren weniger als 60 % undulös.

Im Ballycastle-Distrikt enthält der Quarz Einschlüsse von Zirkon, Rutil und Turmalin; im Cultra-Gebiet waren diese Einschlüsse häufiger;

in Slieve Gallion traten Flüssigkeitseinschlüsse hinzu. Von den 5 Gebieten wurden Orthoklas, Mikroklin und ein saurer Plagioklas (Andesin-Albit) bekannt. Der häufigste Plagioklas ist Oligoklas. Von schweren Mineralien fanden die Verf.: Isometrische: Granat, Magnetit; Hexagonale: Ilmenit, Turmalin, Apatit, Hämatit; Tetragonale: Zirkon, Rutil, Anatas; Orthorhombische: Staurolith, Brookit; Monokline: Muscovit, Biotit, Chlorite, Hornblende, Glaukophan, Monazit.

Ilmenit ist bei weitem das häufigste Mineral in allen Ablagerungen. Im Cultra-Gebiet bildet er 90 % der Rückstände. Demnächst häufig ist Zirkon, meist farblos, aber auch gelbrot, abgerundet und mit Flächen (110), (100), (111), sowie einer unbestimmten Pyramide. Zwillinge und Zonarstruktur sind häufig. Rutil erscheint in verschiedenen Farben: tief bernstein-gelb und braun in Sanden, blaßbraun, prismatisch und mit Endpyramiden. Turmalin kommt in allen 5 Gebieten vor, prismatisch mit Rhomboedern, braun, grünbraun, blau, pleochroitisch mit stärkerer Absorption des ordentlichen Strahls. Apatit ist ebenfalls von allen Gebieten bekannt, und zwar meist in abgerundeten Körnern von 0,07 mm, sowie Brookit in gelben Tafeln nach (100), körnig, schwach pleochroitisch. Äußerst selten ist Monazit; er kommt nur im Dungen- und Tobermore-Gebiet vor. Präsodym und Neodym ließen sich spektrographisch feststellen. Glaukophan ist sehr selten nur im Dungen-Gebiet.

Aus den einzelnen Gebieten werden dann Konglomerate, Glimmerschiefer, Quarzite und feinere Materialien mit ihren Mineralgehalten beschrieben, sowie Angaben über den Ursprungsort gemacht. **M. Henglein.**

**Graham, William A. P.:** Petrology of the Cambrian-Ordovician contact in Minnesota. (Journ. of Geol. 41. 1933. 468—486.)

Die Grenze zwischen den cambrischen und ordovicischen Schichten (Jordan-Sandstein und Oneota-Dolomit) in Minnesota und Wisconsin wird teils als diskordant, teils als konkordant, teils als einfache Sedimentations-lücke („diastem“) aufgefaßt. Für konkordante Überlagerung sprechen: 1. Ein scheinbarer Übergang des Sandsteins in Dolomit im südlichen Teil. 2. Fehlen eines Reliefs im Hangenden des Jordan-Sandsteins. 3. Allgemeine Abnahme der Korngröße des Sandsteins nach dem Dolomit hin. Für eine Sedimentations-lücke sprechen: 1. Gleiche Zusammensetzung der Schwermineralien. 2. Breccienbildung im Sandstein unter dem Dolomit. 3. Breccienbildung nur im nördlichen Teil des Gebietes. 4. Sporadisches Vorkommen von Eisenoxyd und Mergel zwischen Sandstein und Dolomit. 5. Graduelle Zunahme im dolomitischen Bindemittel des Sandsteins oberhalb der Breccienzone. Für das Vorhandensein einer Diskordanz spricht folgendes: 1. Vorhandensein von eisenschüssigen Mergeln, die auf eine alte Landoberfläche deuten. 2. Die mächtigen ozarkischen Ablagerungen in Missouri deuten darauf hin, daß im vorliegenden Gebiet gewisse Schichtglieder fehlen. 3. Können die scharfen Grenzen als Unterbrechungen in der Sedimentation aufgefaßt werden. 4. Das Vorkommen von Fossilien in der brecciosen Sandsteinzone unter dem Dolomit, die bisher weder dem Jordan noch dem Oneota zugerechnet werden.

Verf. sucht nun die Frage der Grenzbeziehungen durch sedimentpetrographische Untersuchungen eindeutig zu klären. Sie ergaben, daß unter den Schwermineralien Granat, Turmalin, Zirkon am verbreitetsten sind und in beiden Formationen mit wechselnden Mengen vorhanden sind. Geeignet für die Untersuchung erwiesen sich der Prozentgehalt der Mineralien in den verschiedenen Proben, die Veränderungen im Prozentgehalt der Kornfarben und die Veränderungen im Gehalt an Einschlüssen, während Untersuchungen über die Kornform wenig Anhaltspunkte gaben.

Infolge Auflösung des Oneota an der Grenze entstand im Hangenden des Jordan-Sandsteins eine Anreicherung von Rückstandsmineralien des Oneota. Die Mächtigkeit einer solchen Rückstandslagerstätte ist der gelösten Dolomitmenge und der Größe des relativ unlöslichen Anteils im Dolomit proportional. Häufig findet sich ein Übergang der Mineralien des Jordan-Sandsteins in die tieferen Teile des Oneota. Auf eine Sedimentationslücke zwischen Oneota und Jordan deuten aber sowohl die Feldbeobachtungen als auch die Ergebnisse der mikroskopischen Untersuchung.

Petrographische Gesichtspunkte in der Grenzfestlegung der beiden Formationen sind aber nicht absolut sicher, da der Jordan-Sandstein durch das einbrechende Oneota-Meer wieder aufgearbeitet wurde und sich die Mineralzusammensetzung daher in beiden nur wenig unterscheidet.

#### Cissarz.

**Tarr, W. A.:** Origin of the concretionary structures of the Magnesian limestone at Sunderland, England. (Journ. of Geol. 41. 1933. 268—287.)

Der dolomitische Kalk in Durham County gehört zu den permischen Ablagerungen des nordöstlichen England. Er entspricht unserem Zechstein. Der untere Teil des Schichtgliedes besteht aus ca. 250 Fuß mächtigen Dolomiten und dolomitischen Kalken. Das mittlere Glied enthält ein Bryozoenriff, das 10—12 Meilen vom Ufer entfernt gebildet wurde und als Barre wirkte. Das obere Glied besteht im Liegenden aus 12 Fuß Kalk, dann folgt die Konkretionszone von 250 Fuß und im Hangenden 100 Fuß oolithischer Dolomit.

Die Konkretionszone findet sich nur auf der Seeseite des Riffs. Sie besteht vorwiegend aus Kalken, jedoch sind auch dolomitische Lagen vorhanden. Für die verschiedenartigen Konkretionsformen wurden die verschiedenartigsten Namen gegeben. Sie alle lassen sich aber in 2 Hauptgruppen einteilen: 1. säulige und 2. kugelige Formen. Der säulige Typus findet sich hauptsächlich in Lagen mit 5—20 % Dolomitgehalt, der kugelige findet sich primär in Dolomitmergeln.

Die säuligen Formen bestehen aus Stäbchen von meist 1 oder 2 cm Durchmesser und 2—8 cm Länge. Sie können aus einzelnen Kalkspatfibern bestehen, bestehen aber meist aus feinkörnigem Kalk. Die Stäbchen können einzeln oder verzweigt sein, sie können parallel, radial oder unregelmäßig angeordnet sein. Die Richtung steht in keiner Beziehung zu den Schichtflächen. Die Stäbchen sind im Inneren meist dicht. Teilweise zeigen sie konzentrische Ringe. Die häufigste Form der säuligen Aggregate ist aus konzentrisch vereinigten Säulchen aufgebaut. Die dichten Konkretionen ent-

standen überall dort, wo im lockeren Dolomit genügend Kalkspat vorhanden war, um als Ansatzpunkt dienen zu können. Sie sind von Spalten und Schichtflächen unabhängig.

Die kugeligen Formen entsprechen mehr eigentlichen Konkretionen als die säuligen und wechseln von Oolithgröße bis  $3\frac{1}{2}$  Fuß, meist etwa 1 Fuß Durchmesser. Sie sind meist dicht, zeigen keinerlei innere Struktur und bestehen aus einer Verwachsung von Kalkspat und Dolomit. Andere bestehen aus grobkristallinem Kalkspat, wieder andere aus radialen Calcitfasern. Die dichten Konkretionen bestehen zu 10—32 % aus Dolomit. Das feinkörnige Pulver, das die Konkretionen umhüllt, ist nahezu reiner Dolomit. Die Schichtlinien gehen durch die Konkretionen hindurch.

Die Kalke und Dolomite sind vorherrschend chemische Niederschläge. In einem abgeschlossenen Meeresbecken wurde Kalk solange abgeschieden, solange  $\text{CaCO}_3$  reichlicher vorhanden war als  $\text{MgCO}_3$ . Mit zunehmender  $\text{MgCO}_3$  wurde Dolomit, nach Ansicht des Verf.'s unmittelbar als Dolomit, ausgeschieden. Sowohl Kalk als Dolomit bildeten zuerst feine Schlämme. Die Konkretionen, besonders die säuligen, sind jedoch jüngeren Datums und stehen mit den zahlreichen Systemen von Spalten und Spältchen, die das Gestein durchziehen, im Zusammenhang. Diese Spältchen erleichterten den Zutritt von Wasser, das mit  $\text{CO}_2$  beladen war. Dieses Wasser löste den leichter als Dolomit löslichen feinen Kalkspat auf. Später wurde das gelöste Material um größere Kalkspatkörnchen herum wieder abgesetzt. [Verf. spricht hier fälschlicherweise von „Rekristallisation“. Ref.] Die Anordnung der verschiedenen Aggregate von Säulchen hängt von verschiedenen Faktoren, wie Art der Spalten, Porosität und Zusammensetzung des Ausgangsmaterials ab.

#### Cissarz.

ter Haar, G.: Aanteekningen over de sedimentpetrografie van Java. (Bemerkungen über die Sedimentpetrographie Javas.) (De Mijning. 14. Bandoeng 1933. 136—138.) — Ref. dies. Jb. 1933. III. 1002/3.

**Whitcomb, Lawrence:** Correlation by ordovician bentonite. (Journ. of Geol. 40. 1932. 522—534.)

Verf. hält es für unwahrscheinlich, daß die weitverbreitete Bentonitlage in den ordovicischen Schichten, die im O in Alabama und Ontario, sowie in Minnesota, Wisconsin, Iowa und Missouri beobachtet wird, nur aus einem einzigen großen Vulkan stammen soll. Nach seiner Ansicht handelt es sich um zahlreiche kleinere Ausbruchstellen. Will man daher mittels dieser Schicht stratigraphische Vergleiche anstellen, so muß man zunächst einmal mehr örtlich vergleichen, ehe man Schlüsse über größere Gebiete hin ziehen kann.

Als Kriterien für eine Identifizierung der Bentonitlagen kommen folgende in Frage: Die Zahl der Bentonitlagen in einer Formation. 2. Der Abstand der Lagen voneinander oder der Abstand der Lagen von einem anderen Horizont, der aus anderen Gründen sicher erkennbar ist. 3. Die Mächtigkeit der einzelnen Bentonitlagen. 4. Die Beziehungen der Bentonitlagen zu gut bekannten Fossilhorizonten. 5. Das Vorhandensein einer lithologisch wesentlich von der normalen Zusammensetzung der Schichten des Komplexes verschiedenen Schicht in der unmittelbaren Nachbarschaft der Bentonitlage

(meist sind die Schichten unter den Bentonitlagen verkieselt). 6. Die Möglichkeit einer Identifizierung der einzelnen Schichten auf physikalischem oder chemischem Wege.

Unter diesen Gesichtspunkten wurde ein Vergleich der verschiedenen Bentonitlagen im zentralen Pennsylvanien durchgeführt. Es finden sich hier 5 solcher Lagen. Die zweitunterste zeigt die typische Verkieselung der unterlagernden Schichten. Diese Verkieselung steht möglicherweise im Zusammenhang mit einer kurzen Erosionsperiode. Wahrscheinlicher ist aber, daß die Kieselsäure durch das Grundwasser aus dem Bentonit ausgelaugt wurde und im unterlagernden Kalk wieder abgeschieden wurde. Die oberen Bentonitlagen sind geringer mächtig, als die beiden unteren, halten aber ebenso, wie diese, im ganzen untersuchten Gebiete durch.

In der Arbeit werden ferner die einzelnen untersuchten Fundorte und die mit den Bentonitlagen verknüpften fossilführenden Horizonte besprochen.

**Cissarz.**

**Willems, H. W. V.:** Iets over bentoniet. [Etwas über Bentonit.] (De Mijning. 11. Bandoeng 1930. 125—130.)

Ziemlich ausführliche, übersichtliche Studie über dieses, besonders in den Vereinigten Staaten weitverbreitete Gestein, im wesentlichen auf Grund amerikanischer Literatur. Aus dem Indischen Archipel wird es nicht angegeben, obwohl dieser angesichts der Verbreitung vulkanischer Tuffe in den jüngeren Gesteinsserien ein Idealgebiet für die Bildung des Bentonits darstellen dürfte.

**F. Musper.**

**Grandjean, J.:** Iets ober bentoniet. (Ebendort. 151.)

Einige Ergänzungen zum vorstehend referierten Aufsatz. **F. Musper.**

**Barg, Hildegard:** Untersuchungen über badischen Schaumkalk. (Jahresber. u. Mitt. Oberrh. geol. Ver. N. F. 23. 1934. 62—77.)

Die Arbeit stellt den petrographischen Teil der Dissertation der Verf. vor. (Der stratigraphische Teil ist in Bd. 22 derselben Zeitschrift erschienen.) Die Untersuchung zeigte, daß die mikroskopische Struktur der SK<sub>1</sub> und SK<sub>2</sub> im ganzen Gebiet ziemlich einheitlich ist und sich auch im wesentlichen nicht von der der thüringischen und fränkischen Schaumkalke unterscheidet. Die Ooide sind meist einheitliche Kalkspatindividuen. Ein Kern ist nicht vorhanden. Sie stellen eine Art „Pseudomorphosen nach Ooiden“ dar. In SK<sub>2</sub> ist die feinkörnige Grundmasse meist trüber und der Gehalt an Schlickbröckchen und umkristallisiertem Detritus größer als in SK<sub>1</sub>. Sowohl in SK<sub>1</sub> als auch in SK<sub>2</sub> tritt in der Nähe der von VOLLRATH geforderten Tauberbarre konzentrisch-schaliger Aufbau der Ooide auf.

SK<sub>3</sub> wird dagegen fast ganz aus derartigen echten konzentrisch-schaligen Ooiden aufgebaut. Meist ist die Grundmasse klar und die Ooide trübe mit ursprünglicher Struktur. Seltener ist das Umgekehrte der Fall.

In allen drei Bänken nimmt der Ooidgehalt in südlicher und südwestlicher Richtung von der Barre weg ab. Verf. hält es für wahrscheinlich, daß die Ooide des Typs in SK<sub>1</sub> und SK<sub>2</sub> schon vor der Einbettung umgewandelt wurden.

**Cissarz.**

**Haack, Wilhelm:** Oolithische Gesteine im Mittleren Buntsandstein von Helgoland. (Zs. D. Geol. Ges. 85. 1933. 445—448. Mit 1 Abb.)

Nachdem sich auf Helgoland das „untere“ und „obere System“ der Untertrias als Mittlerer Buntsandstein erwiesen hatte, wurde Rogensteinbildung, wie sie gerade in verschiedenen Buntsandsteinvorkommnissen Norddeutschlands für diese Schichtfolge typisch ist, bis jetzt dort nicht aufgefunden. In ihrer Örtlichkeit nach genau bestimmbaren Handstücken der Preuß. geol. Landesanstalt hat nun Verf. makroskopisch und insbesondere mikroskopisch einwandfreie Oolithbildung festgestellt. Die Oolithe zeigen deutlich schaliges, weniger deutlich strahliges Gefüge und bestehen der Hauptsache nach aus Kalk, während die Einbettungsmasse sich vorwiegend aus Quarzkörnern mit sehr spärlichem Bindemittel zusammensetzt. **E. Christa.**

**Schoep, A., A. L. Hacquaert und A. Goossens:** Recherches lithologiques sur les roches carbonatées du Katanga. (Musée du Congo Belge (Tervueren, Belgique), Ann. A. Serv. 1. T. 2. F. 1. 1932. 105 S.)

Untersuchungen von Dünnschliffen und von Rückständen nach Behandlung des Gesteins mit HCl. Einige chemische Analysen. Es werden die an verschiedenen Fundpunkten gefundenen Mineralspezies beschrieben. Weit verbreitet sind Quarz, Turmalin, Muscovit, Phlogopit, Talk und Pyrit. Weniger weit verbreitet sind Albit, Kupferkies, Kupferglanz, Chrysokoll, Feldspat, Flußspat, Graphit, Monazit, Rutil, Skapolit und andere. Die Mehrzahl der Carbonatgesteine sind Dolomite. Magnesit und Talk werden nach Vorkommen und Entstehung beschrieben. — Nach Ref. i. Annot. Bibl. of Ec. Geol. 1934. Vi. 1.

Schreiter, R.: Tonschiefer- und Porphyreinschlüsse im cenomanen Sandstein von Spechtshausen bei Tharandt, Bezirk Dresden. (Cbl. Min. 1934. A. 171—172.)

### Metamorphose und metamorphe Gesteine.

**Niggli, P. u. C. Friedländer:** Gesteinsbeschreibung zur Sammlung schweizerischer alpiner Gesteine. (1934. Als Manuskript gedruckt. 106 S.)

[Vgl. dies. Jb. 1934. II. 418.] Die letzten 12 Seiten der Beschreibung dieser Sammlung enthalten als Ergebnis neuer, noch nicht veröffentlichter Studien NIGGLI's eine neue Klassifikation der chemischen Gruppen der metamorphen Gesteine. Sie ist im Anklang an die frühere Einteilung GRUBENMANN's aufgestellt und dürfte in dieser oder ähnlicher Form die Einteilung des sehnlich erwarteten speziellen Teils der NIGGLI-GRUBENMANN'schen „Gesteinsmetamorphose“ darstellen. Folgende Gruppen sind danach am verbreitetsten und lassen sich leicht natürlich umgrenzen:

- I. Alkali-Alumosilikatgesteine (vorw. Orthogesteine).
- II. Alkali-Alumosilikatgesteine mit zurücktretendem Alkaligehalt (Ortho- und Paragesteine).



- III. Alumo-Silikatgesteine mit deutlichem  $Al_2O_3$ -Überschuß (meist Paragesteine).  
 IV. Kalkalkali-Alumosilikatgesteine (Ortho- und Paragesteine).  
 V. Kalk-Alumosilikatgesteine (Ortho- und Paragesteine).  
 VI. Fe-, Mg- oder Ca-reiche alkalische Silikatgesteine = alkalisch-femische Silikatgesteine (Ortho- und Paragesteine).  
 VII. Kalksilikatgesteine (meist Paragesteine).  
 VIII. Femische Silikatgesteine (vorw. Orthogesteine).  
 IX. Femische Oxydgesteine (vorw. Paragesteine und Erze).  
 X. Alumooxydgesteine (vorw. Paragesteine).  
 XI. Carbonatgesteine (Paragesteine).  
 XII.  $SiO_2$ -Gesteine (Ortho- und vorw. Paragesteine).

Die einzelnen Typen dieser Gruppen werden mit ihren NIGGLI-Werten aufgeführt, nebst ganz kurzen Bemerkungen über die Herkunft und die Verbreitung.

H. Schneiderhöhn.

**Fairbairn, W. H.:** Chemical changes in metabasalt from southern Quebec. (Journ. of Geol. 41. 1933. 553—558.)

Der untersuchte Metabasalt findet sich auf der Westseite des Memphremagog-Sees, etwa 125 km südöstlich von Montreal. Er gehört zur „Bolfon igneous group“, die diskordant zwischen ordovicischen und silurischen Sedimenten liegt und dem späten Ordovicium angehört. Der Metabasalt kommt hauptsächlich als Uralitgestein, untergeordneter als Ankeritgestein vor. Beide Gesteine gehen ineinander über. Beide zeigen Wollsackstruktur, Blasenstruktur usw.

Das Uralitgestein ist feinkörnig und besteht u. d. M. aus Albit-Oligoklas, Aktinolith, Epidot-Klinozoisit, Chlorit und in Leukoxen umgewandeltem Titanit. Primärer Olivin und grüne Hornblende finden sich hie und da in einer typischen uralitischen Grundmasse. Das Ankeritgestein ist feinkörnig und besteht u. d. M. aus Albit-Oligoklas, Ankerit, Quarz und Chlorit. Ankerit tritt in scharf begrenzten großen Rhomboedern auf.

	1.	2.	3.		1.	2.	3.
$SiO_2$ . . .	49,44	48,23	42,64	CaO . . .	8,20	8,10	7,20
$TiO_2$ . . .	1,43	1,17	1,04	$Na_2O$ . .	3,06	2,98	2,65
$Al_2O_3$ . . .	15,92	16,24	14,42	$K_2O$ . . .	0,50	0,46	0,41
$Fe_2O_3$ . . .	2,33	2,53	2,25	$P_2O_5$ . . .	n. b.	—	n. b.
FeO . . .	8,11	8,35	7,41	$CO_2$ . . .	1,31	1,31	12,52
MnO . . .	0,10	0,08	0,07	$H_2O$ . . .	3,40	2,91	2,58
MgO . . .	6,10	6,79	6,03	Summe .	99,90	99,15	99,22

1. Uralitgestein; 2. Ankeritgestein, Analyse zum Vergleich auf 1,31 %  $CO_2$  umgerechnet. 3. Ankeritgestein.

Chemisch hat, wie die Analysen zeigen, bei der Carbonatisierung keine Zufuhr oder Wegfuhr von Basen aus dem Uralitgestein stattgefunden. Es fand nur eine Zufuhr von  $CO_2$  statt.

Die Umwandlung ist endomorph. Nur das Eruptivgestein und nicht das Nebengestein wurde von ihr betroffen.

Cissarz.

**Schwartz, G. M.:** Alteration of a Colorado granite to a sericite schist. (Journ. of Geol. 41. 1933. 537—545.)

Im Gebiete des Lake Creek, einem Seitenfluß des Arkansas, bei Leadville, findet sich eine große Granitmasse. Der präcambrische Granit ist gewöhnlich stark sericitisiert, stellenweise entstanden aus ihm im Zusammenhang mit starken Störungen Sericitschiefer. In einem Stollen konnte Verf. alle Übergänge vom frischen Granit bis zum Sericitschiefer beobachten.

Der frische Granit ist ein mittelkörniger Biotitgranit. Er führt Mikroklin, Orthoklas und Albit. Biotit ist häufig, meist teilweise in Chlorit umgewandelt. Auch Muscovit ist reichlich vertreten. Im sericitisierten Granit ist die granitische Struktur erhalten, der Feldspat ist aber völlig in Sericit umgewandelt, wobei etwas Quarz neugebildet wurde. Auch Biotit ist sericitisiert. Der Sericitschiefer zeigt deutliche Schieferung entlang paralleler Zonen mit mehr granitischem Material, Pyrit ist manchmal reich vertreten. Die Sericite sind größer als im sericitisierten Granit und können in tafligen Muscovit übergehen. Die Quarze sind zerbrochen und die Risse mit Sericittäfelchen gefüllt.

	1.	2.	3.		1.	2.	3.
SiO <sub>2</sub> . . .	72,80	78,09	62,39	H <sub>2</sub> O — . .	0,12	0,10	0,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . .	14,82	13,71	18,94	H <sub>2</sub> O + . .	0,86	1,82	2,52
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . .	0,37	0,56	0,82	TiO <sub>2</sub> . . .	0,20	0,18	0,91
FeO . . .	0,89	0,24	0,34	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . .	0,23	0,09	0,19
MgO . . .	0,45	0,52	0,72	S . . . .	Sp.	0,04	—
CaO . . .	0,59	0,11	0,11	MnO . . .	0,02	Sp.	Sp.
Na <sub>2</sub> O . . .	3,00	0,12	0,46	FeS <sub>2</sub> . . .	—	—	6,70
K <sub>2</sub> O . . .	5,63	4,05	5,70	Summe .	99,98	99,63	99,94

1. Frischer Granit; 2. Sericitisierter Granit; 3. Sericitschiefer.

Die chemischen Veränderungen bestehen im wesentlichen in einer Abnahme von Na und einer Zunahme von Wasser. Der K-Gehalt bleibt dagegen ziemlich konstant (vgl. Analysen).

Der Hauptunterschied zwischen sericitisiertem Granit und Sericitschiefer ist ein struktureller.

Cissarz.

**Turner, F. I.:** The Genesis of Oligoclase in Certain Schists. (Geol. Mag. 70. 1933. 529—541. Mit 1 Textfig.)

Bei Untersuchungen über fortschreitende Regionalmetamorphose in den Grünschiefern von Neu-Seeland wurde die Aufmerksamkeit des Verf.'s auf die damit verbundene Änderung des Anorthitgehaltes der Plagioklase gelenkt. Eine systematische Nachprüfung dieser Frage ergab, daß allgemein der Übergang von Quarz-Albit-Chlorit-Epidot-Schiefern von einem Ansteigen des Anorthitgehaltes im Plagioklas begleitet ist.

Zunächst wird die Mineralumwandlung in Grünschiefern und verwandten Quarz-Feldspatschiefern sedimentären Ursprungs diskutiert. Es werden

Schemata der Mineralfolgen einiger bekannter Vorkommen wiedergegeben unter gleichzeitiger Berücksichtigung der verschiedenartigen Bildungsbedingungen. Was die Bedingungen zur Entstehung der Oligoklase in diesen Gesteinen anbetrifft, so kommt Verf. zu folgenden Schlüssen:

1. Oligoklas tritt normalerweise als ein Produkt dynamothermalen Metamorphose bei relativ hohen Temperaturen auf, so wie sie in den Zonen mit Almandin, eventuell Cyanit vorherrschen. Er ist weder von dunkler Hornblende, Hornblende und Biotit begleitet noch von Biotit und Muscovit, entsprechend der chemischen Zusammensetzung der Gesteine, in denen er vorkommt.

2. Oligoklas mit 10—15 % Anorthit kann mit schwach gefärbter Al-Hornblende in Grünschiefern vorkommen inmitten dem am stärksten metamorph veränderten Teil der Chloritzone. Die in Rede stehenden Gesteine haben einen geringen Gehalt an Kali und sind durch Umwandlung gebildet worden; bei höherem Gehalt an K, wie bei Chlorit-Epidot-Albit-Schiefern enthalten sie auch Kalk. Diese Oligoklas-Hornblende-Vergesellschaftung darf nicht verwechselt werden mit den Aktinolit-Epidot-Albit-Chlorit-Paragenesen, die bei jeder Temperatur inmitten der Zone von Chloriten durch direkte Umwandlung von basischen Gesteinen ohne Änderung der Gesamtzusammensetzung gebildet werden ohne Gegenwart von  $\text{CO}_2$ .

3. Stellt eine Zone mit Oligoklas einen höheren Grad der Metamorphose dar, als es bei obiger biotitführenden Zone der Fall ist, so kann sie als ein Quarz-Feldspat-Schiefer erkannt werden mit eigener Zusammensetzung, bei vielen Grünschiefern als ein der progressiven Regionalmetamorphose zugehöriges Gebiet. In letzterem Falle ist die blaugrüne Hornblende oft von Biotit begleitet.

4. Oligoklas oder stärker kalkhaltige Plagioklase und dunkel gefärbte Hornblende bilden sich lediglich während reiner Thermalmetamorphose mittleren Grades ohne die Anwesenheit von Druck. Diese Gründe für die unregelmäßige Verteilung dieser Mineralien, die sowohl rein thermal als auch regional metamorph gebildet werden, können für dieselbe orogene Phase angenommen werden.

**O. Zedlitz.**

**Corin. F.:** Quelques roches salmiennes métamorphiques des environs de Walque (Synclinal de Malmédy). (Bull. Soc. Belge Géol. 43. 1933. 117.)

Infolge der geringen Entwicklung des oberen Salmien im O der Synklinale von Malmédy blieb es lange unbekannt. Durch einen Aufschluß in der Gegend von Walque wurde ein Komplex von Chloritoidschiefern, Granatschiefern und violetten Schiefern des oberen Salmien entdeckt, welche die Äquivalente der metamorphen Hauptgesteine der Gegend von Vielsalm—Lierneux sind.

1. Graue Ottrelithschiefer, oft bläulich und grün gebändert oder mit zwischengeschalteten dünnen bläulichschwarzen Lagen, zeigen grobe Spaltung. Die grünlichen Bänder haben dieselbe Textur wie die sie einschließenden Schiefer. Die blauschwarzen Lagen dagegen glänzen auf den Spaltflächen und sind auf den Querbrüchen matt. Das sind wahrscheinlich Konzentrationen von Eisen- und Manganoxiden. Die grauen Schiefer und grünen Bänder

sind von winzigen Ottrelithkristallen durchsetzt, die rötlich in den grauen Platten und grünlich in den grünen Bändern sind. U. d. M. sind die grauen Schiefer und grünen Bänder fein phyllitisch und porphyroblastisch. Dünne Quarzadern sind reich an Rutil- und Chloriteinschlüssen. Die Grundmasse besteht aus blätterigem Sericit oder schuppigem Chlorit und Quarz, einem dunklen Pigment und zahlreichen Mikrolithen, unter denen Rutil, Apatit und Turmalin vorherrschen. Das Pigment ist besonders reichlich in den grauen Schiefen, nicht in den grünen Bändern, bildet aber beinahe das Ganze der bläulichschwarzen Schichten. Apatit kommt in kleinen Prismen vor. Der Turmalin ist grün und nicht häufig. Die Porphyroblasten sind entweder Knoten von blaßgrünem Chlorit und Muscovit oder Chloritoidkristalle.

Die grauen Schiefer sind vollständig rekristallisiert und enthalten keine Spur von klastischem Material.

2. Grüne Ottrelithschiefer, die den grauen Schiefen als grünlich-graue, mehr oder weniger breite Bänder eingelagert sind, unterscheiden sich von diesen letzteren nur durch ihre fahlgrüne Farbe und das mehr durchscheinende Aussehen ihrer Masse. Diese ist sericitisch und chloritisch, relativ wenig pigmentiert. Die Porphyroblasten von Chloritoid sind unregelmäßig begrenzt wie in den grauen Schiefen. Aber es sind immer dunkelgrüne Schiefer, die als wirkliche Ottrelithchloritoidschiefer bezeichnet werden. U. d. M. zeigen die letzteren hauptsächlich schuppigen grünen oder ungefärbten Chlorit und Quarz. Sericit spielt nur eine untergeordnete Rolle. Mikrolithe von Rutil sind häufig, ebenso von Apatit, ferner seltener grüner Turmalin und einige isolierte Ferritkörner. Außerdem finden sich einige ungefärbte Chloritknoten und zahlreiche Ottrelithporphyroblasten. Blaßgrüne Chloritaderchen durchziehen das Gestein.

3. Violette Ottrelithschiefer sind violetter als die grauen Schiefer und enthalten zahlreiche 1—3 mm dicke Lagen von Oxyden. Sie sind dünnblättrig und glänzend auf den Spaltflächen. U. d. M. zeigen sie reichlich Sericit und ein rötliches Pigment von Hämatit und Eisenoxydhydrat. Die Grundmasse enthält Rutilmikrolithe, vielleicht auch Apatit und Turmalin. Die Porphyroblasten von Ottrelith sind undurchsichtig, sehr selten durchscheinend und grünlich. Die unbeständigen grünlichen Lagen zeigen keine Analogie mit den grünen Bändern der grauen Schiefer.

4. Violette Quarzphyllite wechseln mit quarzitischen Lagen ab. Die Grundmasse besteht aus Quarz, Sericit, Chlorit und einem feinen Pigment von Eisenoxyden. Lamellen von Glimmer und Chlorit tragen zu einem blastopsammitischen Aussehen bei. Die Deformationsstruktur ist eine Wellung.

5. In einem so dünnen, rotvioletten, glänzenden oder matten Schiefer finden sich grünlich- oder gelblichweiße Lagen von wenigstens 1 bis mehr als 50 mm Dicke. Sie sind gefaltet. Eine sericitische Grundmasse, manchmal auch chloritisch, enthält eine Menge Spessartin und Rutilmikrolithe. Die Granaten sind verschieden groß, erreichen aber selten mehr als 0,02 mm. Ausnahmsweise bilden sie nahezu massive Konzentrationen.

6. In der Nähe der granatführenden Gesteine sind die salmienischen Gesteine von einigen Quarzadern durchzogen, die besonders an ihrer Begrenzung Konzentrationen von Chlorit und Carbonaten einschließen. Die

Carbonate sind in frischem Zustand rot und werden bei der Zersetzung braun. Chemisch erweisen sie sich als eisenhaltiger Diallogit (Rhodochrosit). Feine Einschlüsse machen eine Analyse unmöglich.

Das Obere Salmien von Walque ist durch seine Zusammensetzung analog demjenigen von Lierneux, Vielsalm und Recht. Das Kristallin ist weniger entwickelt als in den analogen Gesteinen der metamorphen Zone von Vielsalm. Alle Gesteine sind Tektonite. Ihre Deformation scheint parakristallin zu sein.

**M. Henglein.**

**Foslie, St.:** On antigorite-serpentine from Ofoten with fibrous and columnar vein minerals. (Norsk geol. tidsskrift. 12. 219.)

Faserserpentin ist mit dolomitischem Faserkalk innig verwachsen. Dazwischen liegt spröder Metaxit. Der Faserserpentin ist ursprünglich als Gel abgesetzt worden. Bei der Rekristallisation hat er unter Druckwirkung quer zur Spalte die Faserform angenommen. Die Spalten wurden während ihrer Öffnung mit Magnesiumhydro-silikaten und Calciumcarbonat gefüllt. Von außen wurde nur Wasser, Kieselsäure und, soweit vorhanden, auch Kalk zugeführt.

**M. Henglein.**

**Zaccagna, D.:** I mari delle Alpi Apuane. (Miniera Italiana. 16. 1932. 93—96, 137—140, 181—184.)

Triadische Marmore und Dolomite überlagern paläozoische Schiefer in den Apuanischen Alpen Nordwestitaliens. Die Marmore der unteren Zone sind sehr verbreitet, zu ihnen gehört der von Carrara, wo Hunderte von Steinbrüchen ausgezeichnete Gelegenheit zum Studium bieten. Sie haben eine Mächtigkeit von 100—1000 m. Drei rechtwinklig aufeinanderstehende Trennungsfugen erleichtern die Gewinnung. Es werden Analysen des Marmors gegeben mit einem wechselnden  $\text{CaCO}_3$ -Gehalt von 97,273—98,1%. Quarzkristalle erscheinen in Geoden. Ferner Schwefel und Pyritkristalle neben seltener Albit, Flußspat, Rutil und Tremolit. Die farbigen Marmore werden beschrieben und unter diesen sind Breccien wichtig. Sie treten an der Basis der Marmore mit einer Mächtigkeit bis zu 4 m auf und sind durch Gebirgsdruck entstanden. Die oberste Zone der Trias von 1000 m Mächtigkeit wird von Sericitschiefern, sericitischen und chloritischen Marmoren des Cipolline-Typs gebildet und stellt eine Serie von glimmerreichen, kalkreichen Sandsteinen, Quarziten und Marmorlinsen dar. — (Nach Ref. in Annot. Bibl. of Ec. Geol. 1933. V. 2.)

**Behre jr., C. H.:** The Bangor-Pen Argyl slate region, Pennsylvania. (XVI. Int. Geol. Congr. Washington 1933. Guidebook 8. 15—30.)

Neben Erläuterungen über Vorkommen, Abbau und wirtschaftliche Verhältnisse eine Zusammenfassung über Stratigraphie der hauptsächlich den Schiefer liefernden, ordovicischen Martinsburg-Formation, petrographische Eigenschaften (Beziehungen zwischen Sericit, Quarz, Calcit und Chlorit), tektonische Verhältnisse, Arbeits- und Gewinnungsmethoden. **Kautzsch.**

### Thermische Kontaktmetamorphose.

**Gränzer, J.:** Nephrit aus dem Phyllitkontakt im Südwesten des Isergebirgsgranites. Ein Beitrag zum Nephritproblem. (Firgenwald. 6. 1933. 89—96. Reichenberg, Anstalt f. Sudetendeutsche Heimatforschung. Mit 1 Taf.)

Die Frage nach der Herkunft des Nephrits für die Werkzeuge des neolithischen Menschen in Nordböhmen ist durch die Nephritfunde von GRÄNZER gelöst. Das Gestein eines im Friedländer Gebiet (Nordböhmen) gefundenen neolithischen Steinbeiles stimmt überein mit dem Nephrit, der im Kontakthofe des großen Körpers des Isergebirgsgranits ziemlich häufig auftritt.

Bereits 1928 wurden von A. HUYER nephritische Gesteine aus dem Kontakthofe auf der Südseite des Isergebirgsgranits in der weiteren Umgebung von Gablonz beschrieben. In größerem Ausmaße fand J. GRÄNZER Nephrit im ganzen exogenen Kontaktbereich des Isergebirgsgranits von Tannwald im S an über Langenbruck und Neundorf im W bis in die Umgebung des Bades Liebwerda auf der Nordseite.

Nephrit ist hier wohl bis jetzt nicht anstehend aufgefunden worden, er tritt aber in Form von bis 1 m<sup>3</sup> großen Lesesteinen mit Blöcken von Schieferhornfels stellenweise in großer Menge auf. Dadurch ist sein Vorkommen im Untergrunde der betreffenden Orte unzweifelhaft nachgewiesen. Er dürfte dem metamorphen Phyllit im Umfange des Granitkörpers lagerförmig eingeschaltet sein. Im Kontaktbereich des Granits ist Nephrit teils aus Diabasen, teils aus Diabastuffen und Tuffiten, die Einlagerungen im Phyllit bilden, durch Kontaktmetamorphose entstanden. Auftreten von Serpentin wurde nirgends beobachtet.

Diesen Ausführungen folgt eine Beschreibung des Isergebirgsnephrits und seines mineralogischen Aufbaues, letzteres an der Hand von sechs mikrophotographischen Abbildungen.

In der Einleitung sind die meisten der bis jetzt bekannt gewordenen Nephritfundorte in Europa und anderen Erdteilen genannt. **Hibsch.**

**Goodspeed, G. E. und H. A. Coombs:** Quartz-diopside-garnet veinlets. (Am. Miner. 17. (12.) 1932. 554—560.)

Es werden einzelne Gangzüge von Snoqualmie Pass, Cascade Range, Washington und von Vornucopia, Oregon, beschrieben. Gangmineralien sind: Quarz, Granat, Diopsid und etwas Titanit. Granat und Calcit sind sehr häufig wo die Gänge basische Gesteine durchqueren. Verf. kommt zu dem Ergebnis, daß die Gangmineralien hauptsächlich durch Einfluß des Nebengesteins entstanden sind, wobei etwas Calcium und Titan in den in den Gängen zirkulierenden heißen Lösungen befand, die von einer aufsteigenden granodioritischen Intrusion stammten. — (Nach Ref. in Annot. Bibl. of Ec. Geol. 1933. V. 2.)

**Fitch, A. A.:** Contact metamorphism in South-Eastern Dartmoor. (Q. J. G. S. London. 88. 1932. 576—609. Mit 2 Taf. u. 4 Textabb.)

Der permocarbonische Granitbatholith von Dartmoor steckt in einem Sedimentmantel aus Givetian, Frasnian und Untercarbon. Die bereits prä-

granitisch deformierten Schichten wurden gegen Ende der Granitintrusion noch durch Verwerfungen zerrissen, wobei Mineralisation der Klüfte erfolgte, dagegen brachte die Intrusion keine wesentliche Schichtaufwölbung mit sich.

Die Randpartien des Granits zeigen Turmalinisation und Assimilation (letztere angezeigt durch Cordierit). Die Xenolithe als Zeichen unvollständiger Assimilation gehören drei Typen an: 1. Quarzglimmergranulit = metamorphosierter Culmsandstein, 2. Hedenbergit-Quarzfels = metamorphosierter Frasniankalk, 3. Biotit-Mikrogranit mit Dumortierit. In kurzer Übersicht werden die Aplitadern und die Gangbildungen innerhalb der Kontaktaureolen behandelt.

Der Hauptteil der Arbeit behandelt die Umwandlungsprodukte der einzelnen Sedimentarten, möglichst unter Scheidung von thermaler und chemischer Metamorphose. 1. Beim Culmschiefer geht die Metamorphose vom Chistolithschiefer bis zum Granulit, wobei Verkieselungserscheinungen auf Materialzufuhr (chemische Metamorphose) bezogen werden. 2. Aus Culmsandstein wurde Quarzit bis Quarzgranulit, wobei ein Unterschied zu machen ist zwischen neugebildeten Schwermineralien und detritischen. 3. Culmischer Dolorit wurde unter thermischer Metamorphose zu Hornfels und Granulit. Zusätzliche Änderung des Chemismus wird verraten durch Turmalinführung, Verkieselung usw. 4. Die Givetian-Schiefer wurden Hornfelse, Glimmergranulite und seltener Phyllite. Auch hier ergab Stoffzuwanderung Turmalinführung und Verkieselung. 5. Die Kalkschiefer des Frasnian neigen sehr zur Verkieselung (Quarz-Biotit-Hornfels bis Quarz-Pyroxen-Hornfels). Gelegentlich treten darin Pyrrhotit oder Turmalin auf. 6. Die Frasnian-Kalke zeigen eine Metamorphose, die fast überall über bloße Marmorisierung hinausgeht. Die hinzutretenden Neubildungen sind, nach abnehmender Häufigkeit geordnet: Andradit, Hedenbergit, Axinit, Magnetit, Calcit, Datolith, Scapolith, so daß typische Skarnbildung vorliegt. 7. Aus den Spiliten des spilitischen Komplexes des Givetian wurden Grünsteine, die auch als Hornblendediabase beschrieben worden sind. Ehemalige Blasenlava, die Calcitfüllung erhielt, mag metamorphosiert sein zu Hornblende-Andradit-Granulit. Spilitische Andesite wurden zu Aktinolith-Hornfels. Neben den „Hornblendediabasen“ sind auch die sog. Biotitdiabase und Turmalindiabase hervorgegangen aus basischen Gliedern des Spilitkomplexes.

Von den Mineralneubildungen auf Grund von Stoffeinwanderung in die Kontaktaureole dürfte der Dumortierit die früheste und der Datolith die späteste sein.

**Wetzel.**

## Regionale Petrographie.

### Finnland.

**Beljankin, D. and N. Petrov:** On orbicular granite from Kangasniemi. (Trav. Inst. pétrograph. de l'Ac. Sc. de l'URSS. 3. Leningrad 1933. 20—37. Russ. mit engl. Zusammenf.)

Der Kugelgranit aus Kangasniemi in Zentralfinnland wurde ausführlich von FROSTERUS beschrieben (Bull. Com. géol. Finnl. 1896. Nr. 4). Verf. stand zur Verfügung ein Stück dieses Granites, das im mineralogischen Museum der polytechnischen Hochschule in Leningrad aufbewahrt wird.

Es lassen sich bei diesem Stück deutlich folgende Zonen unterscheiden: 1. ein granitartiger Kern der Kugeln, 2. eine breite konzentrische aplitartige Zone, 3. eine äußere feinkörnige, dunkelgraue Zone und 4. eine granitartige Gesteinsmasse, in der die Kugeln eingebettet liegen.

Die aplitartige Zone der Verf. entspricht der „Mikroklin“-Zone von FROSTERUS und die äußere dunkelgraue Zone der „äußeren Plagioklas“-Zone desselben Forschers.

Die mikroskopische Untersuchung ließ außer einer Reihe quantitativ-mineralogischer Einzelheiten zwei folgende Tatsachen nachweisen: 1. eine fast vollständige mineralogische und strukturelle Identität zwischen dem Kern der Kugeln und der „Grundmasse“ (4.) und 2. einen gewissen mineralogischen und strukturellen Gegensatz zwischen diesen und den Kugelhüllen (die 2. und 3. Zonen). Unter anderem besitzt die aplitartige Zone einen mehr sauren Plagioklas als der Kern und die granitartige Gesteinsmasse (4.). Diese Zone weist eine charakteristische und selbständige Aplit-Pegmatit-Struktur auf.

FROSTERUS unterschied 3 Kristallisationsperioden: Als die älteste Bildung faßte er den Kern der Kugeln auf; ihm folgten die Kugelhüllen; am spätesten kristallisierte die „Zwischengesteinsmasse“ des Kugelgranites aus. Verf. nehmen dagegen nur 2 Kristallisationsperioden an: 1. eine normale „Granit“-Periode; darunter vereinigen sie die 1. und die 3. Periode von FROSTERUS und 2. eine Pegmatit-Aplit-Periode, die der 2. Periode des letztgenannten Forschers entspricht. Die erwähnte Aufeinanderfolge der Kristallisationsvorgänge ist als normal zu bezeichnen, da sie ja bei allen Intrusionen beobachtet wird.



Der normal verlaufende Kristallisationsprozeß des Kugelgranits von Kangasniemi ist insofern anomal, als das Aplit-Pegmatit-Magma, anstatt Spaltrisse auszufüllen, Kugeln im Granitkörper bildete. Diese Anomalie ist durch eine spezielle Ursache zu erklären, die bei der Kristallisation des Granitmagmas unter normalen Umständen fehlt. Verf. sehen diese Ursache in den verstärkten Kontakterscheinungen, in reichlichen Gasemanationen, die den Granit z. T. auflösten und ihn in Form von Aplit und Pegmatit regenerierten.

**N. Polutoff.**

### Deutsches Reich.

**Ahrens, W.:** Ein isolierter Tuffdurchbruch im südlichen Maifeld (Eifel) und die Herkunft des vulkanischen Sandes auf den Hochflächen der Eifel und des Hunsrücks. (Jb. d. Preuß. Geol. Landesanst. 53. 1932. 813—818.)

Südwestlich des Laacher Seegebietes wurde rund 11 km südlich des südlichsten Vulkans, des Ettringer Bellerberges, zwischen Mertloch und Nauheim im Maifeld, ein kleiner Durchbruch basaltischen Tuffes in einer sonst vulkanfreien Zone aufgefunden, der bei einem sehr gasreichen Ausbruch während des jüngsten Diluviums gefördert sein muß. Der eigenartige Durchbruch wird eingehend beschrieben: der Schlot tritt äußerlich so wenig hervor wie die Tuffröhren von Kärlich im Neuwieder Becken.

Da es sich um eine zufällige Entdeckung des obigen Durchbruchs handelt, liegt es nahe, auch in anderen vulkanfreien Teilen der Eifel und vielleicht auch im Hunsrück weitere derartige Durchbrüche anzunehmen, denen der weit verbreitete jungdiluviale vulkanische Sand auf den Hochflächen der Eifel und des Hunsrücks größtenteils entstammen mag.

**Chudoba.**

**Ahrens, W.:** Die Ausbruchsstelle des Andernacher Lavastromes. (Jb. d. Preuß. Geol. Landesanst. 53. 1932. 805—812. Mit 9 Abb.)

Der Andernacher Lavastrom, dessen Verbreitungsgebiet beschrieben wird, ist einer der jüngsten des Laacher Seegebietes. Die Herkunft desselben war bisher wegen Bedeckung mit anderem Material unbekannt. Durch erdmagnetische Messungen wurde der im Niveau der Mittelterrasse liegende Strom bis zu seinem Ausbruchsort verfolgt; er entstammt nicht dem Nastberg bei Eich, sondern östlichen Ausläufern der großen Nickenicher Vulkane. Er erreicht eine Länge von 4,5 km; verschiedene magnetische Profile werden gegeben. Mit den angeführten Stromverhältnissen stimmen auch die petrographischen überein; das Gestein ist ein Leucitbasanit, in Übereinstimmung mit der Lava der Nickenicher Vulkane, während die Schlacken des Nastberges als Leucitephrit anzusehen sind.

**Chudoba.**

**Ahrens, W. und O. Burre:** Der sogenannte „Bertenauer Vulkan“ im Westerwalde und die petrographische Stellung seiner Basalte. (Jb. d. Preuß. Geol. Landesanst. 53. 1932. 777—804. Mit 10 Abb.)

Die basaltischen Durchbrüche und Ergüsse der Gegend von Bertenau im Westerwalde liegen alle in Höhe der präoligocänen Landoberfläche, wo sie

teils von Devon, teils von Eocän und teils von oberoligocänen Vallendarer Schichten unterlagert werden.

Der Bertenauer Kopf, die Altnackskaule und der Telegraphenberg sind selbständige Durchbrüche und haben die Form einer mehr oder weniger verwickelt gebauten Trichterkupe. Der Büchel ist ein Deckenerguß, der dem Telegraphenberg entstammt.

Sämtliche Ergüsse der Umgebung von Bertenau sind auf Grund der übereinstimmenden mineralischen und chemischen Zusammensetzung auf dasselbe Magma zurückzuführen. Die Basalte sind teils von normaler kompakter Beschaffenheit, teils porös, als sogenannte „Lava“ entwickelt.

Die Gesteine sind Feldspatbasalte mit Übergängen zu den Nephelinbasaniten bezw. Nephelinbasanite. Im Sinne LEHMANN's sind sie teils als Atlantite, teils als Essexitbasalte mit Übergängen zu Atlantit zu bezeichnen. Die chemische Zusammensetzung der Gesteine ist aus der Tabelle zu ersehen:

	1.	2.	3.	4.
	Gew.-%	Gew.-%	Gew.-%	Gew.-%
SiO <sub>2</sub> . . . . .	40,03	40,88	41,56	40,30
TiO <sub>2</sub> . . . . .	2,00	2,10	2,22	2,44
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,06	0,07	0,08	0,48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	17,63	18,25	17,57	13,02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	5,97	6,19	4,59	4,53
FeO . . . . .	4,99	4,36	6,24	8,04
MnO . . . . .	0,05	0,06	0,07	0,25
MgO . . . . .	11,93	10,87	10,45	11,44
CaO . . . . .	11,21	11,30	11,24	11,89
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,67	2,98	3,27	2,92
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,69	0,92	1,27	2,55
H <sub>2</sub> O + . . . . .	} 3,07	} 2,50	} 2,00	1,99
H <sub>2</sub> O — . . . . .				0,49
Cl . . . . .	—	—	—	0,12
SO <sub>3</sub> . . . . .	—	—	—	0,20
CO <sub>2</sub> . . . . .	—	—	—	—
Summe . . . . .	100,30	100,48	100,56	100,66
Spez. Gew. <sup>1</sup> . . . . .	3,068	3,031	3,024	3,051

1. Poröser Basalt aus dem alten Steinbruch am Telegraphenberg.
2. Poröser Basalt vom Nordwestvorsprung des Telegraphenberges.
3. Kompakter Basalt vom Bertenauer Kopf, Südostecke.
4. Basalt vom Büchel.

Analytiker: 1—3 HEYKES, 4 UTESCHER.

Der Vergleich obiger Basalte mit denen der näheren und weiteren Umgebung zeigt, daß sie sich nicht an die diluvialen Laacher See-Basalte anschließen, daß sie vielmehr ihrer petrographischen Zusammensetzung nach den jüngsten basaltischen Ergüssen des Hohen Westerwaldes nahestehen; sie sind wahrscheinlich wie diese in das Obermiocän (Sarmat) zu stellen. Die

<sup>1</sup> Am Pulver bestimmt.

Lagerungsformen lassen verschiedene Phasen der vulkanischen Tätigkeit erkennen.

Nach diesen Darlegungen ist der sogenannte „Bertenauer Vulkan“ also kein in dem von v. DECHEN und VELTEN zweifellos gemeinten Sinne der diluvialen Vulkane des Laacher Seegebietes, sondern ein durch eigentümliche Bergformen, Lagerungsverhältnisse und Gesteinsausbildung ausgezeichnetes Vorkommen des Jungtertiärs.

**Chudoba.**

**Ahrens, W.:** Die Basaltvulkane des südöstlichen Laacher Seegebietes und ihre Lavaströme. (Jb. d. Preuß. Geol. Landesanst. 53. 1932. 851—878. Mit 1 Taf. u. 7 Textfig.)

Südöstlich vom Laacher See liegen zwischen Kruft, Saffig, Plaidt, Ochten- und Bassenheim mehrere große Basaltvulkane, denen sich nach SO einige kleinere anschließen; diese Vulkanbauten des jüngeren Diluviums werden eingehend beschrieben, die Verbreitung und Herkunft ihrer Lavaströme durch erdmagnetische Untersuchungen festgestellt. Diese Methode war notwendig, da die einzelnen Lavaströme morphologisch nicht hervortreten, meistens Talungen und Senken ausfüllen und häufig durch mächtige Auflagerungen verdeckt sind.

Im Gegensatz zu den bisherigen Anschauungen hat der Saffiger Strom seinen Ursprung am Karmelenberg, während die tief im Nettetal liegende Lava zwischen der Noldens- und der Rauschermühle bei Plaidt mit dem an der Ostseite der Nette oberhalb des Dorfes aufgeschlossenen Lavastrom zusammenhängt und von der Wannengruppe herzuleiten ist. Zu diesem Strom gehört auch die bis nördlich von Miesenheim nachgewiesene Lava.

Die im Nettetal bei der Rauschermühle liegende Lava ist nicht jünger als die Ströme der weiteren Umgebung; die besonders tiefe Lage ist durch spätere tektonische Versenkung hervorgerufen.

Alle Ausbrüche haben im jüngeren Diluvium (Zeit der jüngeren Mittel-terrasse und Beginn des Absatzes des Junglößes) stattgefunden.

**Chudoba.**

**Kegel, W.:** Über den Diabasvulkanismus im Lahn—Dill-Gebiet. (Jb. d. Preuß. Geol. Landesanst. 53. 1932. 936—946. Mit 2 Taf. u. 1 Textfig.)

Es wird die aus Stricklava bestehende Stromoberfläche eines Diabases der Grube Königszug im Scheldetal (300-m-Sohle, Ostfeld) abgebildet und beschrieben, die heute die Unterfläche des Stromes bildet, ursprünglich aber Oberfläche gewesen sein muß; die Stricklava ist über den Stirnrand umgeklappt und hat dann auf der Unterseite dem noch weichen Sediment ihr Relief aufgeprägt. Die submarine Entstehung dieser Stricklava ist sehr wahrscheinlich.

Die morphologischen Kennzeichen sowohl der mitteldevonischen wie der untercarbonischen Wulstdiabase des Lahn-Dill-Gebietes erweisen ihre Ergußnatur. Die entgegenstehenden Ansichten von H. RICHTER (Int. Bergwirtschaft u. Bergtechnik. 23. 1930. 65—80, 85—101), der alle Diabase als Intrusiva ansieht, werden entkräftet; dadurch wird auch dessen Auffassung von einer

durch die Diabasintrusionen bedingten „Sekundärfazies“ der Gesteine des Lahn—Dill-Gebietes hinfällig.

Die ältere Eruptionsfolge der Diabase des Lahn-Dill-Gebietes fällt in das obere Mitteldevon und dauerte im Unteren Oberdevon noch fort. Die jüngere beginnt im älteren Untercarbon und erreichte in den tiefsten Schichten der Zone IIIa ihr Ende. Die Hauptfaltungsphasen liegen vor oder nach den Ergußzeiten.

Die Bildungsbedingungen der Wulstdiabase werden erörtert und mit Beobachtungen von ANDERSON (Quart. Jb. Geol. Soc. 66. 1910. 621—659) bei Ausbruch des Matavanu auf Sawaii verglichen. **Chudoba.**

**Lehmann, E.:** Über „Diabase“ und Schalsteine aus dem Mitteldevon des Lahn—Dill-Gebietes. (Ber. d. Oberhess. Ges. f. Natur- u. Heilkunde zu Gießen. 15. 1932/33. Naturw. Abt. 307—334.)

In vorliegender Abhandlung werden die für die obermitteldevonischen „Diabase“ und die mitteldevonischen Schalsteine betreffenden petrographischen und petrogenetischen Untersuchungsergebnisse zusammenfassend dargelegt.

Untersucht wurde der ganze „Diabaszug“, der sich in allgemein nordost—südwestlicher Richtung vom Solmsbachtal zum Weital und darüber hinaus bis ins Weinbachtal auf eine Länge von rund 8 km erstreckt und bei Ernsthausen seine größte Breite erreicht.

Bemerkenswert ist, daß sich das Gestein von Ernsthausen von den Gesteinen des gleichen Gesteinszuges dem Mineralgehalt und dem Chemismus nach unterscheidet. Das Ernsthauser Vorkommen ist durch Orthoklasgehalt ausgezeichnet, die übrigen Gesteine enthalten Albit; der unterschiedliche Chemismus wird durch die Analysen der beigefügten Tabelle belegt. Aus der chemischen Zusammensetzung der Gesteine ist zu folgern, daß sie nicht Repräsentanten einer normalen liquidmagmatischen Schmelze sind, als die sie bisher angesehen wurden. Die Abweichungen von normalen Magmentypen werden besprochen, genetische Fragen erörtert; nach letzteren ist zu schließen, daß obige Gesteine keratophyrischen Magmen bzw. deren Restschmelzen entsprechen, die durch Reaktion mit Kalken verändert worden sind im Sinn erstens eines  $\text{SiO}_2$ -Verlustes durch Metamorphose jener Kalke, zweitens einer Aufnahme von  $\text{CO}_2$ , CaO, MgO und FeO durch Assimilation derselben. Diese Gesteine dürfen nach des Verf.'s Darlegungen nicht als „Diabase“ bezeichnet werden; unter Hervorkehrung der spilitischen Züge im Gesteinscharakter wird die Bezeichnung Keratophyrspilit vorgeschlagen zum Unterschied von Diabasspilit, dem Albitdiabas von spilitischem Charakter.

Im zweiten Abschnitt der Abhandlung wird ein geschichtlicher Überblick über die Bezeichnung „Schalstein“ gegeben, aus der hervorgeht, daß die unter dem Namen „Schalstein“ vereinigten Gesteine sehr heterogener Natur sind. Es wird nachgewiesen, daß unter dem Einfluß pneumatolytisch-hydrothermalen Wirkungen und dynamisch-tektonischer Kräfte aus einem ursprünglichen Keratophyr ein Schalsteintypus hervorgehen kann, der im vorliegenden mit Rücksicht auf seine Herkunft als Keratophyr-Schalstein bezeichnet wird.

Dem Keratophyr-Schalstein von Königszug wird ein Spilit-Schalstein aus der aufgelassenen Magnetisengrube Theodor bei Aumenau zur Seite gestellt; hier wird gezeigt, daß einmal der Umfang und die Intensität einer Assimilation von Kalken, zum andern das Ausmaß einer in der pneumatolytisch-hydrothermal erfolgten Metasomatose oder Autometamorphose die Voraussetzungen bildeten, die Teile des ursprünglichen Gesteins zur Umbildung als Schalstein disponierten.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	49,63	49,70	44,27	47,58	46,19	44,53
TiO <sub>2</sub> . . . . .	3,01	2,75	1,97	2,46	2,85	3,05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	1,16	0,94	0,44	1,05	0,67	0,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	16,03	16,17	18,16	16,27	16,95	15,64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	2,53	3,01	5,34	4,32	4,78	3,57
FeO . . . . .	6,05	5,71	4,79	6,97	8,06	7,60
MnO . . . . .	0,03	0,04	0,09	0,13	0,08	0,13
MgO . . . . .	3,71	3,51	3,13	4,33	5,31	3,45
CaO . . . . .	2,88	2,93	4,12	4,40	3,48	8,11
Na <sub>2</sub> O . . . . .	0,63	1,32	0,96	5,30	5,47	5,11
K <sub>2</sub> O . . . . .	10,50	9,72	7,64	2,47	1,83	1,32
H <sub>2</sub> O + . . . . .	2,80	2,60	4,49	3,81	4,06	3,77
H <sub>2</sub> O — . . . . .	0,33	0,40	1,41	0,43	0,50	0,25
CO <sub>2</sub> . . . . .	1,01	1,08	3,53	0,54	0,00	3,60
S <sub>2</sub> . . . . .	0,18	n. best.	0,09	0,09	0,03	0,11
Summe . . . . .	100,48	99,88	100,43	100,15	100,26	100,52
S <sub>2</sub> = O . . . . .	0,04		0,02	0,02	0,01	0,03
Spez. Gew. . . . .	2,656		2,75	2,79	2,84	2,83

1. Keratophyrspilit (Kalikeratophyrspilit). Nordwestlich Ernsthäusen im Weital, Steinbruch a. d. Abzweigung der Straße nach Laimbach.
2. Dgl. Analytiker Dr. W. MÜLLER.
3. Keratophyrspilit (Kalikeratophyrspilit). Von der Halde eines alten Stollens südwestlich Bonbadens.
4. Keratophyrspilit (Natronkeratophyrspilit). Südwestlich Bonbaden, Südhang des SW gerichteten, bei Bonbaden ins Solmsbachtal einmündenden Tälchens.
5. Keratophyrspilit (Natronkeratophyrspilit). Südlich Philippsstein, Steinbruch bei km 0,9 der Straße Philippsstein—Möttau.
6. Keratophyrspilit (Natronkeratophyrspilit). Bei km 0,8 der Straße Freienfels—Weinbach.

Analytiker von 1 und 3—6 Dr. J. HOLZNER.

Der Reichtum an äußerst gleitfähigen und mobilen Mineralien wie Calcit, Chlorit und Muscovit war es, welcher große Teile des Eruptivgesteins zur Annahme schiefriger Texturen in hervorragendem Maße befähigte.

Im Verlaufe der Untersuchung verschiedener Schalsteine des angegebenen Gebietes findet Verf., daß den rein magmatogenen Schalsteinen eine Gruppe von Tuff-Schalsteinen gegenüberzustellen ist; außerdem kann

RICHTER'S Auffassung bestätigt werden, daß die bisher als Schalsteine bezeichneten und kartierten Gesteine an pyroklastischen Elementen ausschließlich keratophyrisches Material, d. h. Einzelkristalle und Kristallfragmente von Alkalifeldspaten sowie Gesteinstrümmen von sauren und basischen Keratophyren enthalten und demzufolge petrographisch zu den Keratophyrtuffen und -tuffiten gestellt werden müssen.

**Chudoba.**

**Erdmannsdörffer, O. H.:** Über den Buchonit von Poppenhausen in der Rhön. (Sitz.-Ber. Heidelb. Akad. Wiss., Math.-nat. Kl. Jahrg. 1933. 3. Abh. 14 S.)

Der Buchonit liegt in Gestalt mehrerer schollenartiger Partien inmitten eines Phonolithkörpers und an dessen Rande. Der Kontakt ist nicht abgeschlossen, jedoch finden sich Einschlüsse von Buchonit in Phonolith.

Der Phonolith besteht aus diopsidischem und ägirinaugitischem Augit, Plagioklas ( $An_{30}$ ), der in der Grundmasse zurücktritt, Alkalifeldspat (zonar gebaute Anorthoklas mit Sanidin- oder Natronsanidinrand) als Einsprenglinge, Sanidin bzw. Natronsanidin als Grundmasse. Nephelin ist nur selten idiomorph. Daneben finden sich: Hauyn, basalt. Hornblende, Titanit, Apatit, Magnetit, ferner Kalkspat, Analcim und Zeolithe.

Der Buchonit ist ein feinkörniges, dunkles, richtungsloses Gestein mit Einsprenglingen von Biotit und Hornblende. Lokal finden sich trümerartig helle Partien im Gestein. Er führt zonaren Plagioklas (etwa  $An_{45}-An_{65}$ ), Alkalifeldspat (Sanidin, Natronsanidin, Anorthoklas), xenomorphen Nephelin zwischen den Feldspatleisten, Augit sowohl als Einsprengling, als auch in der Grundmasse, Hornblende, Biotit, ferner Nosean, Analcim, Magnetit, Apatit. Die Mengen sind, gemessen mit dem Integrationstisch: Feldspäte 29,4 %, Foide (Neph. + Anal.) 14,3, Pyroxen 25,2, Hornblende 19,5, Biotit 3,2, Magnetit 6,4, Apatit 2,0 %.

Die Grenzbeziehungen zwischen Buchonit und Phonolith weisen darauf hin, daß während der Kristallisation Vermischungen und Stoffwanderungen stattgefunden haben, wobei vorhandenes Wasser eine Rolle gespielt haben muß. Der Buchonit war während der Kristallisation des umhüllenden Phonoliths noch nicht völlig verfestigt. Die eigentliche Differentiation zwischen Phonolith und Buchonit muß jedoch vor der Intrusion in einem tieferen Niveau stattgefunden haben.

Bezüglich des Vorkommens des Analcim, sowohl im Phonolith, als auch im Buchonit, ist Verf. der Meinung, daß Analcim sich als spätmagmatisches Kristallisationsprodukt aus alkalireichen Restlösungen von Magmen sehr verschiedener Zusammensetzung fast immer als kristallisiertes Mineral bilden kann. Ältere Alumosilikate werden dabei gelegentlich angegriffen und verdrängt. Verf. betrachtet diese Vorgänge unter dem Gesichtspunkt „autometamorphe Prozesse“.

Die chemische Untersuchung (eine neue Analyse des Buchonits von H. NIELAND wird angeführt) ergab, daß der Buchonit zu den theralithischen bis theralithgabbroiden Magmen im Sinne von NIGGLI gehört. Der Phonolith gehört zu den laurvikitisch-monzonitischen Typen.

**Cissarz.**

**Strigel, A.:** Über Granite des südöstlichen Schwarzwaldes. (Geol. Rundsch. 23. 1932. 142—143.)

Es werden nach petrographischen Merkmalen, stofflichem Bestand und Art des geologischen Auftretens von N angefangen der schiefrige aplitische Granit, der grobkörnige helle und als dessen basischeres, in gemeinsamem Raum erstarrtes Differentiat der mittelkörnige dunkle Schluchseegranitit sowie der porphyrische Albtalgranit unterschieden und diesen Plutoniten der in jungcarbonischen Konglomeraten nicht mehr komponentenbildende diskordant und plattenförmig eingelagerte Zweiglimmergranit der Bärhalde als sicher jüngere Intrusion gegenübergestellt.

**E. Christa.**

Strigel, A.: Über die Granite des südöstlichen Schwarzwaldes. (Bad. Geol. Abh. 4. 1932. 127—152.)

**Lorent, G.:** Der Limburgit von Sasbach am Kaiserstuhl und seine hydrothermale Mineralführung. (Ber. Nat. Ges. Freiburg. 32. 1933. 217—264. Diss. Freiburg 1933.)

Das Material der 3 Limburgitströme ( $\lambda_1$ ,  $\lambda_2$ ,  $\lambda_3$ ) wurde petrographisch untersucht und ergab weitgehende Übereinstimmung, so daß die Zuordnung eines Schliffs zu einem bestimmten Strom nicht möglich war. Die Olivine sind häufig unter Brauneisenausscheidung in ein  $\text{SiO}_2$ -Gel und Carbonat aufgespalten. Allgemein führen die kompakten Gesteinspartien Feldspat in der Grundmasse, der sich in Richtung auf die blasigen Stromoberflächen immer mehr vermindert, schließlich ganz verschwindet und einem Reichtum an Glas Platz macht. Das Gestein ist demnach in seinen kompakten Zonen ein Nephelinbasanit. In Zonen, in denen es rasch erkaltete, tritt an Stelle der Einzelminerale der Grundmasse eine Glasbasis, so daß der Typ Limburgit entsteht.

Alle Limburgitströme sind in ihren blasenreichen Zonen durch ihren Reichtum an Drusenmineralien gekennzeichnet. Diese entstanden in einer Hydrothermalperiode, die in unmittelbarem Zusammenhang mit dem Erguß und der Erstarrung des jeweiligen Stromes stand. Art und Ausbildung dieser Drusenmineralien ist in allen drei Strömen gleich. Ihre Altersfolge ist: Kieselsäurehydrogel (Hyalit bis Chalcedon), Faujasit, Phillipsit, Kalkspat, Hyalith, Aragonit. Das Vorkommen von Faujasit ist nur auf bestimmte Zonen beschränkt. Außerdem findet sich Magnesit, nicht ganz sicher in seiner Altersstellung und wahrscheinlich durch Zerfall des Olivins entstanden. Ähnliches gilt für das neu beschriebene Magnesiumsilikatgel. Stellenweise zeigt auch das Gestein, besonders in glasreichen Zonen, diffuse hydrothermale Gesteinszersetzung unter Neubildung von Zeolithen, Kalkspat und Kieselsäuregel. Diese Zersetzung ist aber nicht der Ursprung der Drusenmineralien.

Über dem Strom  $\lambda_2$  liegt ein Tuff, der durch Kalk und Zeolithe verkittet ist. Er enthält Blöcke von Tephrit-Augitit, Pflanzenreste und Drusen, die mit Mineralien der Hydrothermalperiode gefüllt sind.

**Cissarz.**

Erb, L.: Der Riedheimer Basaltgang, eine alte Erdbebenspalte im Hegau. (Mitt. d. bad. Landesver. f. Naturkunde und -schutz in Freiburg i. Br. N. F. 2. H. 22. 285.) — Ref. dies. Jb. 1933. III. 925.

**Graber, H. V.:** Die Diorite des Passauer Waldes. (Geol. Rundsch. 24. 1933. 15—27. Mit 1 Textabb.)

In dieser Arbeit findet eine zunächst zwischen H. DRESCHER und H. SCHOLTZ entfachte und dann rasch weiter ausgreifende Polemik ihre Fortsetzung. Es handelt sich der Hauptsache nach um die Frage, ob die von SCHOLTZ wie auch vom Verf. größtenteils als Diorite angesprochenen und vom Verf. mit gewissen Dioriten des Waldviertels verglichenen dunklen, meist feinkörnig dichten und gelegentlich porphyrischen Gesteine als primäre dioritische Erstarrungsprodukte oder als granitisch durchtränkte Hornfelse bzw. hornfelsartige Einlagerungen des Gneisgebirges (Diorite hybrider Natur) aufzufassen seien. Eine kritische Stellungnahme ist für den Ref. gerade hier, wo mitunter wie in einem gerichtlichen Streitfall Behauptung gegen Behauptung steht und prinzipielle Standpunkte die Deutung der Befunde etwas beeinflussen mögen, auch für eine Nachprüfung nicht das erforderliche Tatsachenmaterial zur Verfügung steht, besonders erschwert. Und wer dann gar der Sache etwas ferner steht, könnte aus dem starken Widerspruch der Meinungen am Ende in Zweifel geraten über die Baufestigkeit im Grundgefüge mikroskopisch petrographischer Physiographie. Unter den Argumenten für die Dioritnatur figuriert in erster Linie der nicht inverse Schalenbau der Plagioklase und die Idiomorphie des Biotits. Auch der Nachweis pyroxenitischer Kernsubstanz an uralitischen Hornblenden mag von Bedeutung sein. Die dichte opazitische Bestäubung des gesamten Schlibbildes an Standardpräparaten erscheint indes etwas befremdlich und in gewissem Sinne vielleicht auch ein häufigeres Auftreten von Zwillingsbildung nach dem Bavenoer Gesetz. Wenn andererseits die in manchen Gesteinstypen eingesprengten größeren Mikrokline als auf granitische Stoffzufuhr zurückführbare „Migmoblasten“ aufgefaßt werden, so liegt darin doch eine merkliche Annäherung an DRESCHER, der Injektionsporphyroblasten darin sieht. In Titaniten verkörperter hoher Titangehalt, noch mehr aber eine auffallend starke Apatitführung sind, wie Verf. es tut, ihrer Herkunft nach wiederum wesentlich leichter aus teilweise assimilierten gabbroiden Gesteinen abzuleiten als aus sauren Plutoniten. An einer nicht unbeträchtlichen Verbreitung redwitzischer Mischformen wird übrigens vom Verf. ebenfalls festgehalten. Das steht ungefähr im Einklang mit Beobachtungen, wie sie schon vor Jahren namhafte Vertreter der klassischen Schule mikroskopischer Lithologie gerade in dioritischen Bereichen großer Intrusivgebiete gemacht haben. Die Redwitzite mit Titanitflecken wie auch andere ihnen sonst gleichstehende wohlbekannte Gesteinstypen glaubt Verf. auf Amphibolit-Granitdurchmischung oder auch Feldspatisierung von Amphiboliten durch fluide Vorläufer porphyrischer Granite zurückführen zu sollen; der gleichzeitige Hinweis, daß Hornfelse dem Angriff granitischer Lösungen im allgemeinen gut widerstehen, erscheint beachtlich. Bei Gesteinen, wo Fluidaltextur oft schon äußerlich in Erscheinung treten mag, bedarf die Feststellung „Gürteltektonit“ in der Tat gewisser Vorbehalte. Solange Streit über die Frische des zersetzten Materials besteht, ist endlich eine Heranziehung des Chemismus zu weiteren Schlußfolgerungen jeder Diskussion entzogen. Alles in allem genommen werden die vom Verf. als Diorite angesehenen



Gesteine stofflich und nach ihrem Mineralbestand den Quarzglimmerdioriten zugezählt.

**E. Christa.**

**Schröder, E.:** Über das obercarbonische Alter des Auerbergporphyrs und einen Melaphyrschlot im Unterharz. (Jb. Preuß. Geol. Landesanst. 53. 1932. 516—525. Mit 3 Abb.)

Aus petrographischen und paläogeographischen Gründen hat der Auerbergporphyr bei Stolberg im Unterharz obercarbonisches Alter.

In dem rotliegenden Glimmermelaphyr von Neustadt (Ilfelder Mulde) erweisen die vielfach orientiert liegenden Biotiteinsprenglinge, daß es sich um einen Eruptivschlot handelt.

**Chudoba.**

**Scheumann, K. H.:** Über die Altersstellung sächsischer Gneisgranite und Granitgneise. (Sitz.-Ber. u. Abh. Nat. Ges. Isis, Dresden. Jahrg. 1931. 118—136.)

Der Begriff „Granitgneis“ oder „Gneisgranit“ ist ein Sammelbegriff, in dem Material verschiedener Herkunft zusammengefaßt wird. In der Arbeit werden drei Typen solcher Gesteine nebeneinandergestellt und in ihren genetischen Verhältnissen unterschieden.

1. Die Intrusionen der Gneisgranite und Granitgneise des Granulitgebirges trafen den Granulitkörper nach dessen textueller und mineralfazieller Ausbildung in einem letzten Bildungsprozeß. Hielten die Bewegungen hier während der Intrusion noch an, so entstanden gneisige Formen, war die Umgebung unbildsam, so erstarrten sie granitisch und wurden nach Ende der Intrusion mit ihrer Umgebung mylonitisiert. Im späteren Stadium treten reine Granite auf.

2. Die mylonitisierten Orthogneise des Elbtales haben folgende Bildungsabschnitte: 1. Magmatische Bildung des Gesteins als Granit. 2. Passive Deformation mit Auswalzung des Quarzes, Zerreibung des Biotits, Zerrüttung der Feldspäte. 3. Eine erhebliche Rekrystallisation, die durch starke Entwicklung von Muscovit gekennzeichnet wird. 4. Letzte Störungen, die die Gneisgesteine uneinheitlich treffen. Die Rekrystallisation steht in Zusammenhang mit granitpegmatitischen Nachschüben. Auf Grund dieser Deformations- und Rekrystallisationsvorgänge lassen sich diese Mylonitierungsprodukte von späteren Bildungen trennen, mit denen sie zunächst u. U. verwechselt werden könnten.

3 a. Die Platznahme des Berbersdorfer Granits fand nach der Ausbildung der tektonischen Randverschuppung des Granulits, der Verformung der Hauptmasse seiner Granitgneise und der Entwicklung seiner Stauch- und Gleitformen (Granulitschiefer) statt. Sie fand auch nach der Basisverschuppung und Heranführung des Zwischengebirgskomplexes an den Granulitkörper statt. Man beobachtet hier spätere grobstückige Deformation des Granitkörpers mit wirr und unregelmäßig entwickelten Mylonitpartien und Gleitzonen.

3 b. Zu den letzten Typen mylonitischer Deformation variskischer plutonischer Körper gehören die „Vergneisungen“ in und am Meißener Intrusivkörper. Der gestreckte Syenit mit seinen Gneisschollen wird hier

von einer Unzahl aplitischer Granitgänge durchschwärmt und das Ganze ist tektonisch zerrüttet worden.

**Cissarz.**

Reibisch, P.: Zur Frage der Südbewegung und der Altersstellung der Gneise im Erzgebirge. (Cbl. Min. 1934. B. 101—111.)

### Britische Inseln.

**Platt, J. I.:** The Petrology of the Warren House Series, Malvern. (Geol. Mag. 70. 1933. 423—429.)

Unter der Warrenhouse-Serie versteht man präcambrische vulkanische Gesteine, in die kleine Gänge und Lager von Dolerit eingedrungen sind. Die vulkanischen Gesteine stellen Lavaergüsse dar, in denen vielfach pyroklastisches Material eingelagert ist. Die ganze Folge der Gesteine ist natronreich und es können Natronrhyolithe, Keratophyre und Spilite unterschieden werden. Das spezifische Gewicht von Gesteinen desselben Types schwankt beträchtlich, was auf verschieden hohen Grad von Epidotisierung zurückzuführen ist.

U. d. M. zeigen die Rhyolithe eine feinkörnige Grundmasse, einige enthalten Einsprenglinge von Quarz, Orthoklas, Anorthoklas und Plagioklas. Die Epidotisierung hat sich nur auf die femischen Bestandteile und die Feldspäte der Grundmasse ausgewirkt, nicht aber auf die Feldspateinsprenglinge. Die grünlichgrauen Spilite sind wenig einheitlich zusammengesetzt; sie sind auch der Zersetzung mehr anheimgefallen, als die sauren Laven. U. d. M. werden Feldspatleisten ( $Ab_2An_1$ ) von 0,04—0,4 mm Größe erkannt, die dem Gestein trachytische Struktur verleihen. Auch Orthoklas und Quarz kommen vor; manche Stücke sind reich an Magnetit, auch Chlorit ist allgemein vorhanden. Sekundär treten Augit, Epidot, Titanit, Calcit, Kaolin und Hämatit auf. Die mehr basischen Spilite haben sobophitische Struktur oder sind variolitisch ausgebildet. Die ersteren bestehen in wesentlichen aus Plagioklas und Augit, auch glasige Partien werden angetroffen. Der variolitische Spilit ist glasig und blasig; er enthält neben den übrigen Komponenten viel Epidot.

An pyroklastischen Gesteinen werden einige bemerkenswerte Stücke beschrieben. Auch Gänge von Dolerit sind in die Laven eingedrungen. Es wird ein ophitischer Dolerit erwähnt, der in frischem Zustand wahrscheinlich Olivin enthalten hat, und ferner ein Epidiorit. Beide Gesteinsarten sind ähnlich zusammengesetzt und sind epidotisiert worden, der Epidiorit in so hohem Grade, daß man ihn als Epidot-Uralit bezeichnen könnte.

**O. Zedlitz.**

**Cope, F. W.:** A Tholeiite Dyke near Buxton, Derbyshire. (Geol. Mag. 70. 1933. 414—422. Mit 3 Fig.)

Der in der Arbeit beschriebene Tholeit-Gang ist aus zwei Gründen von besonderem Interesse, erstens weil er der einzige bisher dort bekannt gewordene Gang ist, der die Kalke von Derbyshire durchsetzt, und zweitens enthält er bemerkenswerte Gesteinseinschlüsse. Der Gang ist etwa 60 m weit zu verfolgen, durchsetzt den Kalk annähernd vertikal, bildet mit diesem Kontakt-

zonen von ca. 15 cm Breite (der Kalk ist hier marmorisiert) und hat eine Mächtigkeit von etwa 3 m.

Im Handstück ist der Tholeit feinkörnig und bläulichschwarz, das spez. Gew. beträgt 2,76. Die Struktur ist subophitisch-körnig, Augit und Plagioklas bauen das Gestein auf, woran sich auch glasige Massen, Eisenerz und chloritische Mineralien beteiligen. Die Größe der fast farblosen, nicht pleochroitischen Augitkristalle schwankt um 0,2 mm, gelegentlich um 0,5 mm. Die Plagioklasleisten sind etwa 2,5 mm lang, ihre Zusammensetzung entspricht  $Ab_{45}An_{55}$ , in den äußeren Zonen  $Ab_{66}An_{34}$ . Die Eisenerze bestehen zum großen Teil aus Ilmenit. Das chloritische Mineral ist grünlichgelb und nicht pleochroitisch; die Umrise sind unregelmäßig, gelegentlich jedoch sechs- bis achteckig. Risse durchziehen das Mineral, in das stellenweise kleinste Calcitkörnchen eingeschlossen sind. Oftmals finden sich auch „bakterienähnliche“ Körperchen vor, die die Auslöschung gemeinsam mit dem sie umschließenden Mineral haben.

Der Zusammensetzung nach (s. die folgende Analyse) hat dieser Tholeit Ähnlichkeit mit dem Brunontyp.

SiO <sub>2</sub> . . . . .	49,04	H <sub>2</sub> O + 110° . . .	} 2,24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	11,86	H <sub>2</sub> O — 110° . . .	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	4,31	CO <sub>2</sub> . . . . .	1,16
FeO . . . . .	7,81	TiO <sub>2</sub> . . . . .	3,75
MgO . . . . .	5,60	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,26
CaO . . . . .	11,37	MnO . . . . .	0,24
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,19	BaO . . . . .	Spur
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,40	Sa. . . . .	<u>100,23</u>

Tholeit, Buxton-Bridge Dyke. Anal. W. A. DEER.

Der Gehalt an Titan und CO<sub>2</sub> ist auf das Vorhandensein von Ilmenit und Calcit zurückzuführen.

In der Nähe des Kontaktes mit dem Kalkstein ist der Tholeit so stark zersetzt, daß man abgebrochene Stücke zerreiben kann. Es wurden allerdings fünf Stücke gefunden, die ebenfalls dieser Zone angehören, die aber äußeren mechanischen Einflüssen einen erheblich größeren Widerstand entgegengesetzten. Das größte dieser Stücke von etwa der Form und Größe einer Hand war zweifellos ein dolomitisiertes Calcit. Die andern vier Stücke hatten das Aussehen eines feinkörnigen, hellbraunen Sandsteines. U. d. M. wurden erkannt: Quarz, Orthoklas als frischer Einsprengling, Mikroklin, Plagioklas, Biotit, Muscovit, Zirkon, Magnetit und Chlorit. Quarz ist bei weitem die stärkste Komponente.

Der dolomitische Einschluß entstammt sicher dem etwa 70 m unter dem Kalk liegenden Sediment (*Daviesiella* Beds). Der Ursprung der Sandsteineinschlüsse konnte am Ort selbst nicht ermittelt werden, da dort auch in den tiefsten bisher bekannten Schichten ein solches Gestein nicht gefunden wurde. Ein Vergleich jedoch mit carbonischem Sandstein von Melin Gwynyp südlich von Llandulas in Denbighshire ließ dieselbe Zusammensetzung erkennen mit den frischen Orthoklas-Einsprenglingen, wie sie die erwähnten Sandsteineinschlüsse haben. Ein anderer Horizont desselben carbonischen

Sandsteins enthält außer Quarzkörnern auch Quarzitzerölle und tatsächlich konnte in dem einen der vier Einschlüsse auch ein Vertreter dieses Types erkannt werden. So ist festgestellt worden, daß in Derbyshire sich das Carbon in derselben Weise fortsetzt, wie es im N von Wales der Fall ist.

O. Zedlitz.

**McCallien, W. J.:** The Green Beds of South Knapdale. (Geol. Mag. 70. 1933. 156—168. Mit 5 Textfig.)

Bei der geologischen Beschreibung der Insel Kintyre (Schottland) ergaben sich Schwierigkeiten, die in dem verschieden horizontierten Auftreten der sog. Green Bed-Schichten lag. Die Ungewißheit über Entstehung und Alter der Green Beds sollte durch eine neuerliche Untersuchung beseitigt werden. Petrographisch sind diese Schichten je nach ihrem Vorkommen verschiedenartig zusammengesetzt. Sie sind Schiefer und Gesteinsgrus sedimentären Charakters; aber die Art der Komponenten, aus denen diese Schiefer aufgebaut werden, deuten darauf hin, daß das ursprüngliche Material einem basischen Tiefengestein entstammt, das metamorph umgewandelt wurde. Es besteht eine gewisse Ähnlichkeit mit dem epidothaltigen Grus des Torridon-sandsteins. U. d. M. wurden die folgenden Mineralien bestimmt, die sich in wechselndem Mengenverhältnis an der Zusammensetzung der Green Bed-Schiefer beteiligen: Albit ( $Ab_{90-95}An_{10-5}$ ), Chlorit, Epidot, Biotit, manchmal Quarz; häufig findet sich ein starker Kalkreichtum vor. Die für die verschiedenen Lokalitäten typischen Green Bed-Schiefer werden in der Art ihres Auftretens und der Zusammensetzung beschrieben. Daraus wird die Möglichkeit ihrer Entstehung abgeleitet und in einer Tabelle ihre Altersbeziehungen zu den übrigen Horizonten angeführt.

O. Zedlitz.

**Stewart, Malcolm:** Notes on the Geology of Sula Sgeir and the Flannan Islands. (Geol. Mag. 70. 1933. 110—116. Mit 2 Textfig.)

Die Inselgruppen liegen nördlich von den Hebriden; sie sind nicht bewohnt und ragen als Klippen annähernd 100 Meter aus dem Meer empor, Vegetation ist kaum vorhanden. Die Kenntnisse über den geologischen Aufbau der einzelnen nicht über 2,5 km langen Inseln war bisher äußerst dürftig. Die Insel Sula Sgeir besteht aus von Pegmatitadern durchsetztem Hornblendegneis. Im Dünnschliff ist zu erkennen, daß der Gneis etwa 30—40 % tiefgrüne, stark pleochroitische Hornblende enthält. Es sind auch noch andere ferromagnesiumhaltige Mineralien vorhanden wie Biotit und Augit. Eisenoxyde und Quarz fehlen fast gänzlich. Im übrigen findet sich Orthoklas, häufig auch Mikroklin vor. Dieser Gneis hat große Ähnlichkeit mit dem von North Rona, einer benachbarten Insel.

Die Pegmatitadern von Sula Sgeir bestehen aus Quarz und Mikroklin; sie streichen im allgemeinen in O—W-Richtung, ihre Mächtigkeit beträgt  $\frac{1}{2}$ —1 Meter. Die Farbe des Quarzes ist meistens weiß, manchmal rauchig, die des Feldspates lachsrot; auch ist Schriftgefüge öfter zu erkennen.

Die Frage der Vereisung dieser abgelegenen Inseln konnte nicht restlos geklärt werden. Immerhin liegt die Vermutung nahe, daß die Insel Sula Sgeir von der Vereisung betroffen wurde, obwohl direkte Anhaltspunkte

nicht gefunden wurden. Jedoch fand man auf der etwa 20 km entfernt gelegenen Insel North Rona ein Stück Torridonsandstein, das nur durch Eis-transport dorthin gelangt sein konnte.

Die Flannan-Inseln liegen der nördlichsten großen Hebrideninsel Lewis sehr viel näher als die obengenannten. Die Gruppe besteht aus über einem Dutzend kleiner und kleinster Inseln, die in ihrer Größe den oben beschriebenen etwa gleich kommen. Auf der einen Insel (Elean More) steht ein Leuchtturm, alle übrigen sind nicht bewohnt. Auch diese Inselgruppe ist geologisch so gut wie unerforscht. Das Gestein, aus dem sie aufgebaut ist, stellt wieder einen Hornblendegneis dar, der dem der oben beschriebenen Inseln ähnlich ist. Biotit und Eisenoxyde treten allerdings häufiger auf, auch werden neben sauren Feldspäten basische angetroffen. Die Pegmatitadern streichen auch hier in O—W-Richtung. Es wird angenommen, daß die Vereisung auch diese Insel erreicht hat, was wieder aus dem Vorhandensein eines Stückes Torridonsandstein und einer durch Sand verkitteten Bresche geschlossen wird, die in einer Höhe von 50 Metern gefunden wurde.

O. Zedlitz.

**Platt, John I.:** The Conglomerates of Allt Gloch and Mathrafal-ffridd (Montgomeryshire). (Geol. Mag. 70. 1933. 268—272.)

Die in Rede stehenden Konglomerate sind silurischen Alters (Valentian). Die Komponenten bestehen aus den verschiedensten Gesteinen, und zwar wurden Gerölle von Quarzit, Calcit, Phosphorit und Sandstein gefunden und eine ganze Reihe Vertreter aus dem Gebiet der Ergußgesteine; Tiefengesteine kommen nicht vor. Es wird versucht, die Herkunft der Gerölle zu ermitteln. Eine wahrscheinliche Quelle z. B. für einen Teil der Ergußgesteine könnten ordovicische Laven und Tuffe sein.

O. Zedlitz.

## Frankreich.

**Thomas, H. H. & W. C. Smith:** Xenoliths of igneous origin in the Trégastel-Plouanac'h granite, Côtes du Nord, France. (Q. J. G. S. London. 88. 1932: 274—296. Mit 4 Taf. u. 1 Textabb.)

Die roten Granite der beiden an der Bretagne-Küste gelegenen Fundorte sind ausgezeichnet durch fleischrote Mikroklin-Mikroperthite von  $\frac{1}{2}$ —1 cm Durchmesser, wobei der Granit von Trégastel mehr porphyrische Struktur besitzt. Ein dritter, jüngerer Granitkomplex, südwestlich von Trégastel Bourg, ist ein grauer Zweiglimmergranit. Nördlich von Trégastel nimmt ein Olivinnorit-Komplex eine zentrale Lage zu den Graniten ein. Er ist dunkelgrau bis schwarz, fein- bis mittelkörnig, variiert nach verschiedenen Typen, besitzt Kugeltextrur und wird von Gängen des porphyrischen Granites durchschwärmt. Verschiedene Anhaltspunkte sprechen dafür, daß der Noritkomplex zum Dach der Granitintrusion gehörte. Der Kontakt gegen den Granit zeigt manche Besonderheiten. Der Norit, schon primär kugelig struiert, löst sich in rundliche Massen auf, die in den Granit „abtreiben“. Die Hybridisierung des vom Granitmagma beeinflussten Norits läßt sich mikroskopisch verfolgen. Andererseits zeigt auch der randliche Granit Abwandlungen, z. B. Rapakivi-Struktur der Granitfeldspäte, was als Basifikation der liquiden Phase des

Granitmagmas mit bereits ausgeschiedenen Mikroklineinsprenglingen zu deuten ist.

Besonders der Trégastel-Granit ist, auch in weiterem Abstand vom Norit, reich an Xenolithen, die an Entblößungen schön reliefmäßig auswittern. Eine Minderheit derselben ist auf das Sedimentdach zu beziehen: Andalusit-, Sillimanit-, Cordierit-Hornfelse und Quarzite; die Mehrheit ist magmatischer Herkunft. Unter letzteren finden sich alle Übergänge von Olivinnorit über Hypersthengabbro zu Dioriten und plagioklasreichen Biotitgraniten (letztere in größerem Abstand vom Noritkontakt), was sich durch obige Beobachtungen am Kontakt Granit/Norit wohl verstehen läßt. Größere basische Xenolithe besitzen periphere Einwachsungen von Granitfeldspäten. Dabei korrespondiert die wohlbekannt diskontinuierliche Reaktionsreihe der Ferromagnesiumminerale mit der kontinuierlichen Reaktionsreihe innerhalb der Plagioklasse. Pyroxengesäumte Quarz-Feldspat-Aggregate sind weitere deutliche Hybridisationswirkungen des Granitmagmas auf das noritische Material. Dieses dürfte in den Xenolithen vorübergehend halbflüssig und unter Aufnahme von Granitbestandteilen wieder kristallin geworden sein. Ähnliche Vorkommnisse anderer Gegenden, namentlich vom Shap-Granit, Peterhead, werden zum Vergleich herangezogen.

**Wetzell.**

**Corbin, Paul & Nicolas Oulianoff:** Observations sur le métamorphisme de contact produit par la protogine du Mont-Blanc. (Bull. Soc. Géol. France. (4.) 30. 1930. 563—570. Taf. 52—57.)

Die Kontaktmetamorphose am Mont-Blanc-Protogin zeigt sich am stärksten in einer N 10—15° O streichenden Zone, die vom Plan de l'Aiguille in die Gipfelregion des Massivs verläuft. Das Gestein der Petits Mulets, die dieser Zone angehören, zeigt in einer granitischen Masse grünliche dioritische Einschlüsse. Die Rochers de la Tournette, ebenfalls in der Kontaktzone, bestehen aus dunklem Schiefergestein, das von granitischen Gängen injiziert ist. Die Gesteine, die das Observatorium Vallot tragen, sind von Pegmatiten injizierte Hornblendegneise. Die Kontaktzone ist also durch Erscheinungen des Endomorphismus gekennzeichnet.

**Otto Wilckens.**

Michel-Lévy, A.: Bombes de Rhyolite à enclave de trachyte dans les projections de Lusclade Mont Doré. (Bull. Soc. Géol. de France. 30. 1930. 609—611.) — Trachytkerne in fluidal-glasigen Rhyolithbomben.

### Italien mit Sizilien und Sardinien.

**Rittmann, A.:** Die geologisch bedingte Evolution und Differentiation des Somma-Vesuvmagmas. (Zs. Vulkanologie. 15. 1933. 8—94. Mit 1 Kartentaf. u. 21 Textfig.)

Keine der bisherigen Untersuchungen über den bestbekanntesten Vulkan der Erde, den Somma-Vesuv, behandelt Zusammenhänge zwischen vulkanologischen, stratigraphischen, tektonischen und petrologischen Tatsachen. Außerdem war über die mächtigen Lavaströme und Bimssteindecken des alten Somma-Vulkans fast nichts bekannt. Beide Lücken versucht die Arbeit des Verf.'s auszufüllen.

Der erste Teil der Arbeit behandelt das „Gesteinsmaterial“. Die Beschreibung der Gesteine ist kurz und übersichtlich, die Ergebnisse der quantitativen Untersuchungen des Modus und des Chemismus nach NIGGLI sind in Tabellen vereinigt. Auf Grund derselben wird die systematische Stellung der Gesteine in einer quantitativen mineralogischen Klassifikation, wie sie NIGGLI in Anlehnung an JOHANNSEN'S System vorschlug, durchgeführt.

Im ganzen Gebiet des Somma-Vesuv-Vulkans gibt es keine anstehenden Plutonite; ihre Kenntnis stützt sich auf Auswürflinge.

Bei der Beschreibung der Vulkanite werden neue Typen angeführt. Die sanidinhaltigen Leucittephrite werden als Vicoite (nach einem früheren Vorschlag von NIGGLI) bezeichnet. Als Vesuvite gelten Tephrit-Leucitite (plagioklasführende Leucitite), als Ottajanite leucitreiche Leucitbasalte. Die Übergangsfamilie der Tephrit-Leucitbasalte wird in Orvietite und Ottajanite unterschieden. Die vom Verf. gegebene „Zusammenfassende Definitionstabelle für die feinere Unterscheidung der leucitolithischen Vulkanite in Übereinstimmung mit NIGGLI'S quantitativ-mineralogischer Klassifikation“ ist hier wiedergegeben:

Familie	Unterteilung (Gruppe)	Menge der dunkeln Mine- ralien, aus- gedrückt in Achteln des Gesamt- volumens	Verteilung d. hellen Gem. ausgedr. in Achteln ihres Gesamtvolumens		
			A vorw. Sanidin	C vorw. bas. Pl.	F vorw. Leucit
Leucitphonolithe	s. str.	0—2	4—7	0—1	1—3
	leucitreich	0—2	2—5	0—1	3—5
Leucittephrite	Trachyvicoite feldspatreiche	0—2	4—6	1—3	1—3
	Vicoite	0—2	1—4	1—4	1—3
	Vicoite s. str.	1—3	1—4	1—4	3—5
	Leucittephrite s. str.	2—4	0—1	2—4	3—5
Übergangs- familie: Tephrit- Leucitbasalte	Orvietite	1—3	1—4	3—5	1—4
Leucitbasalte	Ottajanite	2—4	0—1	3—5	2—5
	s. str.	1—3	0—3	4—7	1—3
Leucitite	leucitreich	2—4	0—1	4—5	3—4
	Tavolatite	0—2	0—3	0—1	5—7
	Vesuvite	2—4	0—2	1—3	5—7
	Leucitite s. str.	2—4	0—1	0—1	7—8

Metamorphe Auswürflinge wurden vom Somma-Vulkan in unzähligen Abarten gefördert, unter denen nicht nur kontaktmetamorphe Sedimente,

sondern auch endomorphe und autopneumatomorphe Eruptiva eine bedeutende Rolle spielen. Sie werden gruppenweise beschrieben.

Der nächste Teil der Arbeit gilt dem Bau und der Entstehung des Somma-Vesuv-Vulkans. Es werden behandelt: Der sedimentäre Untergrund, die vulkanischen Ablagerungen der Ur-Somma, der gelbe neapolitanische Tuff, die Produkte des Alt-Somma, die Produkte des Jung-Somma, die älteren und die jüngeren Vesuvprodukte.

Nachdem die genetischen Beziehungen und die stratigraphische Stellung der untersuchten Gesteine behandelt wurden, werden die verwickelten Verhältnisse der Magmendifferentiation besprochen. Nach den graphischen Darstellungen gilt, daß das Vesuvmagma sich nicht aus dem Sommamagma durch einfache Differentiation gebildet haben kann. Weiter: Das Vesuvmagma kann aus dem Sommamagma nicht durch rein additiven Hybridismus oder durch Syntexis entstanden sein. Die Entwicklung des Vesuvmagmas aus dem Sommamagma ist auf Assimilation von Triasdolomit und gravitative Differentiation der syntektischen Schmelzen zurückzuführen.

Die Differentiationszyklen und die Differentiationsevolution werden genauer definiert. Es ist die Gegenüberstellung von fünf Differentiationszyklen möglich; die Differentiationsevolution ist durch eine fortschreitende Entsilifizierung ausgezeichnet, dann durch eine erhebliche Kalianreicherung in den letzten vier Zyklen. Diese ist durch dauernden Natronverlust an den Kontakthof und an die Atmosphäre bedingt.

RITTMANN'S Abhandlung kann als klassisch und weisend für analoge Untersuchungen gelten. In einer ausführlichen Schlußbemerkung werden sehr beachtenswerte Hinweise für Untersuchungen und Aufstellungen von Differentiationsdiagrammen gegeben.

**Chudoba.**

Rittmann, A.: Das Vesuvmagma und seine Entwicklung. (Naturwissenschaften. 20. Berlin 1932. 305—311.)

Friedlaender, J.: Der Zustand des Vesuvs im Januar und Februar 1933. (Zs. Vulkanologie. 15. 1933. 126/127.)

Kurzer Bericht über Schlackenauswürfe des Vesuvs und Erdstöße in der Umgebung von Neapel in den Monaten Februar und März 1933.

**Chudoba.**

Rittmann, A.: Der Zustand des Vesuvs im Jahre 1932. (Zs. Vulkanologie. 15. 1933. 124—127. Mit 1 Bild- und 1 Kartentaf.)

Morphologische Daten über den Zustand des Vesuvs im Jahre 1932. Unter anderem wird mitgeteilt, daß der Lavaspiegel mindestens 210 m unterhalb der Schlotmündung lag, jetzt aber wieder gestiegen ist. Eine am 13. Dezember geförderte Schlacke, die in dunkelbraunem, bimssteinartig aufgeblähtem Glas kleine Leuciteinsprenglinge und seltener Augitkristalle enthält, ergab folgendes Analysenresultat:  $\text{SiO}_2$  47,87,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  17,27,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  3,20,  $\text{FeO}$  5,55,  $\text{MgO}$  4,79,  $\text{CaO}$  10,00,  $\text{Na}_2\text{O}$  2,53,  $\text{K}_2\text{O}$  6,63,  $\text{H}_2\text{O} +$  0,14,  $\text{H}_2\text{O} -$  Spur,  $\text{TiO}_2$  1,27,  $\text{P}_2\text{O}_5$  0,11,  $\text{MnO}$  0,14,  $\text{Cl}_2$  0,28,  $\text{BaO}$  0,12, Summe 99,90, —  $\text{O}/\text{Cl}_2$  0,06. Die Analyse steht dem Mittelwert der Vesuvite sehr nahe und wird als Beweis angesehen, daß bei offenem Vulkanschlot keine Differentiation des durch die aufsteigenden Gase immer wieder durchmischten Magmas stattfinden kann.

**Chudoba.**



**Narici, E.:** Contributo alla petrografia chimica della provincia magmatica campana (con 15 nuove analisi). (Zs. Vulkanologie. 15. 1933. 95—99.)

Veröffentlichung von 15 neuen Analysen, welche Gesteine der Phlegräischen Felder und des Somma-Vesuvus, sowie auch Mineralien des letzteren umfassen. Der Mineralgehalt der analysierten Gesteine wird kurz beschrieben.

Die wichtigen Analysen, welche den Vorteil der Einheitlichkeit durch die Arbeit eines Analytikers zeigen, sind in der Tabelle wiedergegeben.

Analysen von Gesteinen der Phlegräischen Felder.

1. Vitrophyrischer Alkalitrachyt. Breccia Museum di Soccavo. Proietto.
2. und 3. Alkalitrachyt. Breccia Museum di Soccavo. Proietto.
4. Trachytischer Sodalith-Phonolith. Piana di Quarto. Cupola lavica.
5. Sodalith-Vicoit. Breccia Museum di Soccavo. Proietto.
6. Trachyvicoit. Breccia Museum di Soccavo. Proietto.
7. Analcim-Trachytephrit. Breccia Museum di Soccavo. Proietto.
8. Melilitfels ( $\sim$  Uncompahgrit). Astroni. Proietto nel tufo.
9. Leucitit. Astroni. Proietto nel tufo.

Analysen von Gesteinen und Mineralien des Somma-Vesuvus.

10. Sodalith-Trachyt. Monte Somma. Proietto.
11. Vesuvitfels. Vesuv, 1932. Scoria nera vetrosa.
12. Porphyrischer Arkit (?). Monte Somma. Proietto.
13. Augit (schwarz). Vesuvlava 1929.
14. Augit (grün). Monte Somma.
15. Pleonast. Monte Somma.

	1.	2.	3.	4.	5.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	59,37	56,34	55,21	57,95	52,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	19,78	17,32	17,68	17,61	18,40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	2,34	3,55	3,33	3,07	6,08
FeO . . . . .	1,30	2,18	1,47	1,77	1,86
MgO . . . . .	0,11	2,22	5,35	0,14	1,62
CaO . . . . .	2,59	5,10	6,03	2,46	6,73
Na <sub>2</sub> O . . . . .	5,49	4,38	3,59	7,54	5,50
K <sub>2</sub> O . . . . .	8,34	6,98	5,78	8,10	4,10
H <sub>2</sub> O + 110° . . . . .	0,20	0,83	0,93	0,16	1,42
H <sub>2</sub> O — 110° . . . . .	0,12	0,21	0,19	0,08	0,62
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,55	0,71	0,71	0,59	1,54
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,09	Sp.	Sp.	0,09	0,21
MnO . . . . .	0,11	0,21	0,09	0,15	0,15
CO <sub>2</sub> . . . . .	—	Sp.	Sp.	—	Sp.
Cl <sub>2</sub> . . . . .	Sp.	0,14	Sp.	0,61	0,27
SO <sub>3</sub> . . . . .	—	—	—	—	—
BaO . . . . .	—	—	—	—	—
Summe . . . . .	100,39	100,17	100,36	100,32	100,50
— O/Cl <sub>2</sub> . . . . .		0,03		0,13	0,06
		100,14		100,19	100,44

	6.	7.	8.	9.	10.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	52,87	50,70	39,88	42,33	57,71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	19,03	14,73	13,53	15,23	19,32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	6,07	6,72	3,61	4,63	2,30
FeO . . . . .	1,87	1,57	1,76	2,02	1,12
MgO . . . . .	2,24	6,00	5,93	6,82	0,38
CaO . . . . .	7,00	11,21	28,83	19,51	3,16
Na <sub>2</sub> O . . . . .	4,01	4,81	2,60	1,73	4,75
K <sub>2</sub> O . . . . .	4,60	1,95	3,33	5,43	9,01
H <sub>2</sub> O + 110° . . . . .	0,41	1,35	0,24	0,62	0,60
H <sub>2</sub> O — 110° . . . . .	0,23	0,25	0,13	0,18	0,12
TiO <sub>2</sub> . . . . .	1,44	0,93	0,39	1,22	0,88
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,06	0,16	0,13	0,22	0,14
MnO . . . . .	0,11	0,17	0,12	0,12	0,10
CO <sub>2</sub> . . . . .	—	Sp.	—	—	—
Cl <sub>2</sub> . . . . .	—	Sp.	—	—	0,66
SO <sub>3</sub> . . . . .	—	—	—	—	0,05
BaO . . . . .	—	—	—	—	—
Summe . . . . .	99,94	100,55	100,48	100,06	100,30
— O/Cl <sub>2</sub> . . . . .					0,14
					100,16
	11.	12.	13.	14.	15.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	47,87	48,88	45,81	44,22	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	17,27	13,31	6,60	13,47	65,70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	3,20	3,68	6,57	3,56	8,77
FeO . . . . .	5,55	2,36	4,72	0,78	—
MgO . . . . .	4,79	7,62	12,40	13,06	25,82
CaO . . . . .	10,00	13,14	21,44	23,86	—
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,53	1,00	0,33	0,01	—
K <sub>2</sub> O . . . . .	6,63	9,11	0,42	0,16	—
H <sub>2</sub> O + 110° . . . . .	0,14	0,21	0,13	0,06	—
H <sub>2</sub> O — 110° . . . . .	Sp.	0,06	0,06	0,67	—
TiO <sub>2</sub> . . . . .	1,27	0,67	1,77	Sp.	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,11	0,14	—	0,06	—
MnO . . . . .	0,12	0,23	0,09	—	—
CO <sub>2</sub> . . . . .	—	0,12	—	—	—
Cl <sub>2</sub> . . . . .	0,28	0,09	—	—	—
SO <sub>3</sub> . . . . .	—	—	—	—	—
BaO . . . . .	0,12	—	—	—	—
Summe . . . . .	99,88	100,62	100,34	99,91	100,29
— O/Cl <sub>2</sub> . . . . .	0,06	0,02			
	99,82	100,60			

Chudoba.

**Penta, F.:** Studio petrografico della Pegmatite di Parghelia (Catanzaro—Calabria). Con osservazioni sulle leggi di geminazione di Periclino nell'Albite e nel Microclino. (Schw. Min.-Petr. Mitt. 13. 1933. 187.) — Vgl. auch Ref. dies. Jb. 1933. I. 388/9.

Der Pegmatit von Parghelia hat wahrscheinlich carbonisches Alter. Er war ursprünglich ein apatit- und titanitführender albitreicher Alkali-granitpegmatit. Nach einer mehr oder weniger intensiven Kataklyse wurde er pneumatolytisch verändert, wodurch eine vollständige Albitisierung der Feldspäte erfolgte.

Im Verwitterungshut dagegen finden sich neugebildete Mikrokline als Phenoblasten in einer kataklastischen calcitischen Grundmasse.

Unter den beschriebenen Mineralien verdienen die Albite und Mikrokline besondere Beachtung, da sie ein ausgezeichnetes Material zur Untersuchung der Lage der Periklinverwachsungsebene ergeben, wie es bei sauren Plagioklasen und bei Mikroclin selten gefunden werden kann.

Die Resultate dieser Bestimmungen weichen von den früher gemachten Bestimmungen von BECKE, WÜLFING, DES CLOIZEAUX und BÖGGILD erheblich ab.

**W. Minder.**

**Bonati, Stefano:** Petrographische Beschreibung der Granite der Ophiolithformation des Apennin (Studio petrografico dei graniti della formazione ofiolitica appenninica). (Boll. Uff. Geol. Ittal. 58. 1933.)

Diese interessante Abhandlung schildert die zahlreichen Granitvorkommen der serpentinführenden Formation des nördl. Apennin. Obwohl von recht wechselnder Beschaffenheit, gleichen sie doch zumeist trotz des Glimmerreichtums mancher Typen (M. dei Preti, Pietra di Corvo) mehr oder weniger Apliten und Pegmatiten.

Der Gehalt an Kieselsäure ist sehr hoch wie in manchen alten Alpengraniten. Sodann ist eigentümlich ihre große Neigung zur Alkalität; manche nähern sich infolge des Reichstums an Natronfeldspäten der Na-Reihe NIGGLI'S. Die Feldspäte sind in wechselnder Menge Orthoklas, ferner Albit, Albit-Oligoklas, Oligoklas, selten Andesin; gelegentlich tritt noch Mikroclin hinzu (Groppo Maggio).

Die bedeutendsten Vorkommnisse sind die zentral gelegenen Zweiglimmergranite des Groppo Maggio und des Groppo Vescovo. Die Granite nördlich davon bei Pregola, Pietra di Corvo, M. dei Preti, sowie südlich davon von Camporgiano und Poggio Caprone sind Biotitgranite. Da jedoch der Orthoklas in ihnen spärlich ist oder fehlt, muß man Gesteine wie von Poggio Caprone und M. dei Preti als abnorme Spaltungsprodukte ansehen; Ref. würde sie als Plagiaplite bezeichnen.

In geologischer Hinsicht sind die Granite der Ophiolithformation nach Verf. die Ränder eines alten herzynischen, granitischen Sockels, die bei der tertiären Auffaltung des Apennin losgerissen und emporgebracht worden sind. Demgemäß sind meist vorherrschend Kataklyse und Mylonitisierung; solche wahren Mylonite sind z. B. die mikroclinführenden Zwei-

glimmergranite von Groppo Maggio. Kontaktmetamorphe Bildungen fehlen oder sind wohl durch die gebirgsbildenden Prozesse zerstört worden.

Interessant sind auch gewisse tektonische Kontaktprodukte zwischen Granit und Diabas: Eines von Camporgiano besteht aus stark sericitischem Orthoklas, Albit, sekundärem Chlorit und reichlichem Kalkspat; primärer Quarz fehlt; limonitisierter Magnetit ist häufig. Ein anderes vom Verf. als Prasinit bezeichnetes Gestein von Groppo Tresana ist eine ähnliche Chloritfeldspatmasse, nebst Titaneisen mit Leukoxen, Epidot und spärlichem Kalkspat. Natron > Kali.

K. Willmann.

### Schweiz.

**Niggli, P. u. C. Friedländer:** Gesteinsbeschreibung zur Sammlung schweizerischer alpiner Gesteine. (1934. Als Manuskript gedruckt. 106 S.)

Von NIGGLI ist eine neue Sammlung von 144 Handstücken mit 150 Dünnschliffen von Gesteinen aus den Schweizer Alpen herausgegeben worden. Sie enthält:

- I. Gesteine der Zentralmassive und angrenzenden penninischen Muldenzüge: Gesteine aus dem zentralen Gotthardmassiv. Epimetamorphe Granite, metamorphe Lamprophyre, Gneise, Serpentin-Talkschieferinlagerungen, Strahlsteinschiefer, Granatdiopsidfels. Gesteine des östlichen Gotthardmassivs (Lukmaniergebiet). Epimetamorphe Granite, metamorphe Trias und Bündnerschiefer der innern zentralmassivischen Mulden. Gesteine der Tremolaserie (Granit- und Hornblendeschiefer, Glimmerschiefer, Amphibolite). Gesteine der sedimentären Mulde vom Carbon bis Jura zwischen Aar- und Gotthardmassiv. Schwach dislokationsmetamorphe verschiedenartige Eruptivgesteine des Aarmassivs, besonders des Ponteglasgebietes. Hochmetamorphe Bündner Schiefer der Muldenzone zwischen Gotthardmassiv und penninischen Decken aus dem Gebiet von Frodalera. Typische Gesteine des südlichen Schwarzwaldes (Granite und Gangfolge, Gneise, Amphibolit), als Vergleichsmaterial.
- II. Gesteine der penninischen Decken und der Wurzelregion des Tessin: Tessiner Gneise und ihre Begleiter. 14 Handstücke. Amphibolite, Eklogite, Olivinfelse, Pyroxenite, Epidosite, Anthophyllitfelse, Biotitstrahlsteinschiefer und Serpentin der Tessiner Decken. 11 Gesteine. Kalksilikatgesteine der Marmorzüge der Umgebung von Bellinzona. Glaukophangesteine mit ihren Begleitern aus dem Val de Bagnes.
- III. Gesteine aus dem Gebiet der schweizerischen Ostalpen: Gesteine des Berninagebietes, besonders schön die Dislokationsmetamorphose der herzynischen Eruptivgesteine zeigend. Ophiolithe, Ophicalcite und ihre Begleitgesteine des Oberengadins. 11 Gesteine.

Die Sammlung ist aufs sorgfältigste zusammengestellt und besonders repräsentativ für die alpine Gesteinsmetamorphose. Sie eignet sich als Lehr-, Schau- und Vergleichssammlung gleich gut.

Sie umfaßt u. a. Gesteinsarten, die von H. P. CORNELIUS, U. GRUBENMANN, L. HEZNER, P. NIGGLI, R. STAUB, T. WOYNO u. a. beschrieben worden sind; im Begleittext wird auf die einschlägigen Hauptarbeiten hingewiesen, auch finden sich dort die Analysen und NIGGLI-Werte der betreffenden Typen, sowie Angaben über die petrographisch-provinziale Stellung der Gesteinsserien. [Vgl. auch Ref. dies. Jb. 1934. II. S. 390.] **H. Schneiderhöhn.**

**Minder, W.:** Beiträge zur Petrographie des mittleren Aarmassivs. (Petrographisch-tektonische Studien im Zentralgranit des oberen Haslitalen.) (Schw. Min.-Petr. Mitt. 12. 1932. 353.)

Die Arbeit zerfällt in drei Teile, in einen petrographischen, in einen makrotektonischen und in einen mikrotektonischen.

Die petrographische Beschreibung der Gesteine des Untersuchungsgebietes umfaßt dessen Hauptgesteine (Augengneise und Zentralgranite s. s.), ihre Differentiate, sowie das resorbierte Nebengesteinsmaterial. Besonderer Wert wird auf die chemische Veränderung der Granite durch Resorption gelegt, deren Wirkungen nur in einem sehr engen endogenen Kontaktraum des Granites (Analyse) und in der starken Veränderung des Nebengesteins (Analyse) feststellbar sind.

Die Spaltungsprodukte umfassen Aplitgranitporphyre (Analyse), gabbroide Gesteine (Analyse), Lamprophyre, Aplitite und Pegmatitquarzite.

An Hand von zwei Kluffstatistiken (für die Augengneisfazies und für den Zentralgranit s. s.) wird deren makrotektonischer Charakter für das Untersuchungsgebiet festgelegt. Dabei läßt sich die Wirkung der alpinen Faltung isolieren und die älteren Erscheinungen zerfallen in primäre (im Sinne von H. Cloos) und sekundäre, die zum hercynischen Orogen zu rechnen sind. Die magmatischen Spaltungsprodukte und Kluffmineralien sind in den nicht-alpinen Systemen deponiert.

Die makrotektonisch gewonnenen Resultate werden durch Gefügestatistiken gestützt und die Scherrichtung in der alpinen Hauptscherfläche festgelegt. Es zeigt sich, daß die alpine Hauptbewegungsrichtung von SW nach NO beinahe horizontal verläuft. (Streichrichtung der alpinen Hauptscherfläche N 50 O.)

Die Ursache zu dieser Longitudinalverschiebung des südlichen Teiles des mittleren Aarmassivs wird mit der tektonischen Stellung der Ravilpassaxialdepression der kristallinen Massive verknüpft. **W. Minder.**

**Huttenlocher, H. F.:** Ergänzende Bemerkungen zur Geologie und Petrographie des südwestlichen Aarmassivs. (Schw. Min.-Petr. Mitt. 13. 1933. 281. Mit geol. Kartenskizze.)

Verf. macht auf zwei bisher zu wenig beachtete Erscheinungen aufmerksam:

1. Der Baltschieder Granit geht kontinuierlich in seine südliche Schieferhülle über.

2. Die Zonen autochthoner [?] Triasauflagerung fallen zusammen mit mehr oder weniger ausgedehnten Quarzporphyrgebieten.

Der Unterschied der nördlich und südlich des Baltschieder Granites (Wiwannigranites) auftretenden Gesteine der aarmassivischen „Schieferzone“ ist augenfällig. Während die Zone nördlich des Baltschieder Granites bis zum Zentralgranit (Bietschhorngranit) sich ohne weiteres als kontakt- und injektionsmetamorpher Paragesteinskomplex mit Ganggesteinen aplitischer bis peridotitischer Zusammensetzung erkennen läßt, zeigen die „südlichen Schiefer“ vorwiegend Mischgneischarakter. Ihre Orthokomponente wird als Granitaplit charakterisiert, während die Parakomponente nicht mehr feststellbar erscheint.

In derselben Weise sind die südöstlich des Baltschieder Tales auftretenden „Augengneise“ granitaplitisch durchtränkt. Aus diesen beiden Erscheinungen zieht Verf. den Schluß, daß die im Aarmassiv so stark entwickelte Kontaktmetamorphose nicht dem Zentralgranit, sondern einem granitaplitischen Vorläufer der eigentlichen zentralgranitischen Intrusion (Baltschieder Granit und seine Analoga) zuzuschreiben sei.

Die lokale Vergesellschaftung von Triassedimenten und Quarzporphyren führen Verf. zu einem kausalen Zusammenhang dieser beiden Erscheinungen. Die Injektion der Quarzporphyre erfolgte gleichzeitig mit der Sedimentation, und die größere Verwitterbarkeit der Porphyre (starke Klüftung) bildete die Ursache zu den Geländemulden, in denen die triassischen (permischen) Sedimente heute noch vorhanden sind.

W. Minder.

**Jakob, J. und C. M. Koomans:** Über einen Biotit-Apatitschiefer des Val Cadlimo (Kanton Tessin). (Schw. Min.-Petr. Mitt. 13. 1933. 278.)

Dieses für alpine Verhältnisse äußerst seltene Gestein ist ein O—W verlaufender, ca. 1 m mächtiger metamorpher Lamprophyrgang. Der Mineralbestand zeigt als Hauptgemengteile Biotit, Apatit, Quarz und als Nebengemengteile Epidot, Rutil, Magnetit.

Die chemische Analyse lieferte folgende Zusammensetzung (Anal.: Frl. C. M. KOOMANS).

SiO <sub>2</sub> . . . . .	28,76	K <sub>2</sub> O . . . . .	8,41
TiO <sub>2</sub> . . . . .	4,71	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	12,22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	8,37	F <sub>2</sub> . . . . .	1,08
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,55	Cl <sub>2</sub> . . . . .	0,00
FeO . . . . .	9,86	SO <sub>3</sub> . . . . .	0,00
MnO . . . . .	0,04	CO <sub>2</sub> . . . . .	0,00
MgO . . . . .	2,42	H <sub>2</sub> O + . . . . .	1,73
CaO . . . . .	19,36	H <sub>2</sub> O — . . . . .	0,00
Na <sub>2</sub> O . . . . .	1,57	Summe . . . . .	100,08

Daraus berechnet sich die Menge des Apatites zu 29,35 %, das Fluor reicht gerade aus, um die Phosphorsäure restlos in Fluorapatit zu verwandeln, der Apatit ist ein Fluorapatit.

Das Gestein könnte wegen seines außerordentlich hohen Gehaltes an Phosphorsäure und Kali technisch zur Düngerfabrikation verwertet werden.

W. Minder.

Urban, Karl: Gefügeanalytische Untersuchungen an skapolithführenden Gesteinen aus den Tessiner Alpen. (Dies. Jb. Beil.-Bd. 68. Abt. A. 1933. 1—18. Mit 17 Diagrammen auf 3 Textbeilagen.)

**Spaenhauer, F.:** Petrographie und Geologie der Grialetsch—Vadret—Sursura-Gruppe (Graubünden). (Schw. Min.-Petr. Mitt. 12. 1932. 27. Mit geol. Kartenskizze und Profiltafel.)

Die Grialetsch—Vadret—Sursura-Gruppe bildet einen Teil des Kristallins der oberostalpinen Silvretta-Decke. An ihrem Aufbau beteiligen sich alle 4 Hauptgesteinskomplexe des Silvretta-Kristallins.

1. Die Orthogneise bilden vorwiegend den mittleren bis südlichen Teil des Untersuchungsgebietes und sind der Menge nach wichtiger als die übrigen Komplexe. Ihre Bildung hängt mit dem hercynischen Orogen zusammen und ihre alpine Metamorphose ist gering. Sie stellen ein granitisches Magma dar, dessen Spaltungsprodukte sich auf Aplite und Pegmatite beschränken. Die Paralleltexur dieser Gesteine ist größtenteils primär.

2. Die Paragneise treten besonders in der Zone Val Schivò—Munt—Piz d'Urezza—Fourun Pülschezza und am Piz Murterchömper auf. Sie sind durch kata- bis mesozonale Metamorphose aus tonhaltigen Sedimenten hervorgegangen. Jetzt liegen sie als granoblastische bis lepidoblastische Biotitschiefergneise, die quarzreicheren Varietäten als hornfelsartige Gesteine vor. Mehr lokal finden sich Feldspatknottengneise, diaphthoritische Muscovit-Chloritgneise und Mylonite. Die Paragneise haben wahrscheinlich kaledonisches Alter und haben bei der Intrusion der Orthogneise (1) schon als metamorphe Gesteine vorgelegen.

3. Die Mischgneise bilden die Übergänge zwischen Ortho- und Paragneisen. Bei vollständiger Resorption entstehen glimmerreiche Augengneise, bei magmatischer Injektion und pneumatolytisch-hydrothermalen Durchtränkung Injektionsgneise, Knoten-, Lagen-, Adergneise.

4. Die Amphibolite sind teilweise, soweit sich in ihnen Primärstrukturen finden lassen, als sichere Orthoamphibolite anzusprechen, daneben treten sie auch in häufiger Wechsellagerung mit Paragneisen auf, und diese Amphibolite werden als Paragesteine angesehen. Magmatische Injektion aus der Orthogneiszone hat ihren Charakter nicht stark verändert, sie lagen bei der Intrusion der Orthogneise bereits als Amphibolite vor.

Als Einlagerungen finden sich gabbroide Gesteine in den Orthoamphiboliten, ein Vorkommen kristallinen Kalkes in der Paragneiszone und die alle Komplexe durchschwärmenden jüngeren Diabase.

Die Grialetsch—Vadret—Sursura-Gruppe zerfällt in zwei tektonische Einheiten, ihre nördlichen Partien gehören zur Pische—Linard-Zone, während der südliche Teil der Gruppe einen Teil des Flüela—Kesch-Massivs bildet.

Die ältesten Gesteine sind die Paragneise und Paraamphibolite. Sie sind wahrscheinlich kaledonisch. In sie eingedrungen sind die basischen Eruptiva, die jetzt als Orthoamphibolite z. T. mit noritischem und peridotitischem Charakter vorliegen. Während des hercynischen Orogens fanden die granitischen Intrusionen (Orthogneise) statt, und posthercynisch sind die Diabase eingedrungen. Darauf transgredierte permische und triassische Sedimente.

Die Alpenfaltung hat die Silvretta als Ganzes überschoben und die alten hercynischen und vorhercynischen Merkmale nur in geringem Maße verändert.

**W. Minder.**

**Baerth, P.:** Die Ganggesteine des Malcantone. (Schw. Min.-Petr. Mitt. 12. 1932. 180.)

Die beschriebenen Ganggesteine des Malcantone zerfallen in Olivindiabase, Diabase, Camptonite, Dioritporphyrite, Quarzporphyrite, saure Quarzporphyrite und zwei nicht klassifizierbare Ganggesteine. Ihr Chemismus (7 neue Analysen) variiert zwischen essexitgabbroid bis yosemititisch-trondhjemitisch, das Differentiationsbild ist typisch pazifisch.

Die Ganggesteine des Malcantone lassen sich in eine ältere (permische)[?] und in eine jüngere (tertiäre)[?] Gruppe einteilen. Die erstere wird durch Diabase und Diabasporphyrite dargestellt, die letztere vorwiegend durch lamprophyrische und aplitische Gesteine. Verf. spricht die Vermutung aus, daß die jüngeren Ganggesteine genetisch mit dem Bergeller Massiv in Zusammenhang gebracht werden könnten [?]

**W. Minder.**

**Bearth, P.:** Geologie und Petrographie der Kesch-Gruppe. (Schw. Min.-Petr. Mitt. 12. 1932. 256. Mit geol. Karte.)

Die Kesch-Gruppe bildet einen Teil des Silvretta-Kristallins und schließt sich westlich an die Grialetsch—Vadret—Sursura-Gruppe an. (Vgl. F. SPAENHAUER, Ref. dies. Jb.)

Die Gesteinstypen sind dieselben. Die Orthogneise haben in der Kesch-Gruppe als axial nach W ansteigender Komplex eine größere Verbreiterung erlangt, während die darin eingelagerten Amphibolite sich in der Kesch-Gruppe auf zwei kleine Vorkommnisse in der Val Sulsana beschränken.

**W. Minder.**

### Ostalpen.

**Kölbl, L.:** Das Nordostende des Großvenediger Massivs, ein Beitrag zur Frage des Tauernfensters. (Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Klasse. Abt. I. 141. 1932. 39—66. Mit 2 Textbildern.)

Das Zentralgneismassiv des Großvenedigers endet im O mit mehreren Lappen und Zungen. Sie stecken steil in ebenfalls steilstehenden kristallinen Schiefen, die gegen W zwischen den Zentralgneisen auskeilen. Diese Zungen wurden im neueren Schrifttum im Sinne eines Deckenbaues gedeutet. Verf. unterscheidet vier Einheiten: die nördliche und die südliche Sulzbachzunge, die Habachzunge und die Venediger Zunge. In ausführlicher Einzelbeschreibung wird dargelegt, daß sich diese einzelnen Lappen von Zentralgneis mit ihren Nachbargesteinen in zweifellos primärem Injektionsverbände befinden. Teile des Nebengesteins sind durch die Injektion weitgehend verändert worden. In diesen Kontaktzonen liegen auch die zahlreichen berühmten Minerallagerstätten dieser Gegend. An der Habachzunge ist besonders bemerkenswert, daß sich an ihr das diskordante Durchgreifen des Zentralgneises durch eine Serie von Amphiboliten, Grünschiefern, Phylliten usw. einwandfrei feststellen läßt, und zwar handelt es sich zweifellos hier ebenfalls



um Injektionsverband, wobei dem Eindringen auch eine gewisse Durchbewegung zugeordnet wird. Die Venediger Zunge unterscheidet sich von den drei anderen durch das Auftreten von basischen Schlieren, sowie durch wesentlich flachere Lagerung.

Die Serie der kristallinen Schiefer, welche von den Zentralgneisungen durchbrochen wird, hat eine verschiedene Zusammensetzung, die sich regelmäßig von S nach N ändert, und zwar im Grade der Metamorphose abnimmt. Die hochmetamorphen Paragneise, Injektionsgneise und Amphibolite gehen gegen N — ins Hangende zu — in Quarzite, Sericit- und Quarzphyllite über. Diese letzteren lassen sich von den nördlich anschließenden Quarzphylliten der Grauwackenzone nicht abtrennen und es wird dadurch neuerlich bestätigt, daß Grauwackenzone und nördliche Schieferhülle nicht durch tiefgreifende tektonische Grenzen zu trennen sind. Diese im einzelnen also sehr verschiedenartigen Gesteinsserien sind nun einheitlich vom Zentralgneis durchdrungen; während der Injektion fanden wohl Bewegungen statt, doch wurden sie von der Kristallisation überdauert und der primäre Injektionsverband ist überall erhalten. Die Verzahnung der Zungen mit immer höheren Schieferlagen beweist das diskordante Durchgreifen, auch wo es nicht unmittelbar (wie z. B. in der Habachzunge) am Kontakt zu sehen ist. Die nördlichste Zunge steckt schon in phyllitischen Gesteinen, die weiter im O im Hangenden der Kalkphyllite liegen, also zum „ostalpinen Rahmen“ der bisherigen Auffassung gehören.

Ein weiterer Abschnitt versucht eine petrographische Charakteristik des Zentralgneises. In der Deutung dieses Gesteins stehen bisher zwei Ansichten einander gegenüber: ein Teil der Bearbeiter (WEINSCHENK, später bes. ANGEL und CHRISTA) vertritt eine primäre Erstarrung, allerdings unter besonderen Druckbedingungen. BECKE dagegen sah in ihm das Ergebnis einer vollständigen Gesteinsumprägung, d. i. einen kristallinen Schiefer. Verf. nimmt zwischen diesen Ansichten eine Mittelstellung ein. Das Vorkommen von einschlußreichen und korrodierten Plagioklasen im Innern von wohl erhaltenen Kalifeldspaten deutet auf eine Zweiphasigkeit der Entstehung. Die begonnene normale Kristallisation eines Tiefengesteins wurde nach Abscheidung der Nebengemengteile, des Biotits und des Plagioklases, unterbrochen und dann unter geänderten Verhältnissen fortgesetzt, wobei hauptsächlich Kalifeldspat und Quarz ausgeschieden wurden. Da der Kalifeldspat selbst keine Entmischung oder dergl. erkennen läßt, ist anzunehmen, daß diese Schlußphase in der Ausbildung der Zentralgneise vor allem durch eine Anreicherung von Restlösungen im Muttergestein selbst, also durch eine Art Selbstmetasomatose beherrscht wurde, nicht durch das Volumgesetz. Ein wesentlicher Teil der Restlösung wanderte auch in die Nebengesteine ab und bildete den Injektionshof. Der Zentralgneis ist also weder ein primäres Erstarrungsgestein noch ein kristalliner Schiefer im engeren Sinne des Begriffes, da die Umwandlungsvorgänge und die teilweise Neukristallisation nicht ein bereits fertiges Gestein betroffen haben (in welchem Falle man von einem Granitgneis sprechen müßte), sondern ein noch nicht ganz verfestigtes Gestein. Eine derartige Bildung wäre daher als „Deuterogranit“, bezw. „Deuterotonalit“ zu bezeichnen.

Auch weiter im W, im Raume östlich von Krimml, streichen typisch ostalpine Gesteine unmittelbar in das Tauernfenster hinein und eine tektonische Grenze zwischen diesen und seinem ostalpinen Rahmen von der Bedeutung einer Fenstergrenze läßt sich auch dort nicht nachweisen.

Zum Schluß versucht Verf. einen regionalen Überblick, dessen Ergebnis zunächst negativer Art ist; daß im behandelten mittleren Abschnitt der Hohen Tauern die genauere Feldaufnahme ebensowenig wie weiter im W und O die aus dem bisherigen tektonischen Schema geforderten Fenstergrenzen bestätigt hat, daß überdies recht bemerkenswerte Unterschiede gegenüber den zum Vergleich herangezogenen eigentlichen penninischen Zonen der Schweiz bestehen. Verf. lehnt es in dankenswerter Weise ab, sich zu den regionalen Fragen abschließend zu äußern, bevor die fraglichen Gebiete genau kartiert sind.

**Kieslinger.**

Schoklitsch, Karl: Gesteinskundliche und geologische Studien im Gebiet zwischen Venediger und Riesenfernergruppe. (Nachträgliche Korrekturen und Ergänzungen.) (Dies. Jb. Beil.Bd. 67. A. 486—488.)

Cornelius, H. P. u. E. Clar: Vierter Vorbericht über die geologischen Aufnahmen in der Glocknergruppe. (Verh. Geol. Bundesanst. Wien. 1933. 76—80.)

**Cornelius, H. P.:** Ein albitreiches Eruptivgestein in der Untertrias bei Neuberg im Mürztal. (Verh. Geol. Bundesanst. Wien. 1933. 112—115.)

Im Werfener Schiefer im N von Neuberg wurden schlecht erhaltene Blöcke eines Eruptivgesteins gefunden, das etwa als gangförmiger Alkalisyenit bezeichnet werden könnte, ferner Gesteine, die als kontaktmetamorph veränderter (gefritteter) Werfener Schiefer aufgefaßt werden.

**Kieslinger.**

Dittler, E. und H. Hueber: Über den Chemismus der Mineralien von den Totenköpfen im Stubachtal. (Ann. Naturhist. Mus. 45. Wien 1931. 185—199.) — Ref. dies. Jb. 1933. I. 417—419.)

Schoklitsch, Karl: Petrographische Untersuchungen am basaltischen Andesit von Kollnitz in Kärnten. (CBl. Min. A. 1933. 273—284. Mit 3 Fig.)

**Heritsch, Franz und Haymo:** Malchite aus dem Gailtal. (Mitteil. naturw. Verein für Steiermark. 69. Graz 1932. 25—33.)

Die in den Karnischen Alpen häufigen Ganggesteine sind meist Dioritporphyrite; die Verf. beschreiben nun einige Gesteine, die bei den Malchiten einzuordnen sind. Der eine Fundort liegt bei dem Orte Maglern. Dunkle Augite heben sich von einer lichten Plagioklas-Grundmasse ab. U. d. M. Pyrit, Ilmenit, Magnetit, Titanaugit, zonarer Oligoklas (Kern 20, Rand 13 % An), Pennin. Das Gestein hat nach seiner Entstehung noch eine leichte Umformung erlitten, ohne daß man aber schon von einem kristallinen Schiefer sprechen könnte (Chloritisierung der Augite, „Füllung“ der Feldspate). Es wird als Augitmalchit bezeichnet. Eine Randfazies hat keine Augite,

sondern besteht hauptsächlich aus Plagioklas und Glas. Ein benachbartes Ganggestein, bestehend hauptsächlich aus Plagioklas und viel Glas, wenig vergrünt, dunklen Gemengteilen, wird als aplitische Fazies eines malchitischen Gesteins bezeichnet.

Im Gössering-Graben bei Hermagor sind ähnliche Gesteine in Quarzphyllite eingedrungen und haben sie aufgeblättert. Auch hier wieder der Mineralbestand der Erstarrung (Erz, Titanaugit, braune Hornblende) durch eine leichte Umformung teilweise verändert (grüne Hornblende, Chlorit, Füllung der Plagioklase). Auch von diesem Gestein fand sich eine feinkörnige Randfazies, die auch stärker umgewandelt ist.

Diese Malchite gehören ebenso wie die Dioritporphyrite zur tonalitischen Reihe. Sie sind sehr wesentlich jünger als die variszische Tektonik und sicher alpidisch.

**Kieslinger.**

**Angel, F.:** Gesteine der Umgebung von Arnfels und Leutschach in Steiermark. (Jahrb. Geol. Reichsanst. 88. Wien 1933. 5—18.)

Petrographische Ergänzungen zu A. WINKLER's Aufnahmen (im selben Bande S. 19—73). Der östlichste Ausläufer des Koralpenkristallins hat nicht nur die für die ganze Drauzone bezeichnende Diaphthorese, sondern danach noch eine Mylonitisierung erlitten, die zu einer vollkommenen Vermischung der Gesteine geführt hat. Etwas besser ist nur eine hangende Gruppe von Phylliten und Diabasen erhalten. Aus der Einzelbeschreibung sei besonders erwähnt: Diabas von Altenbach (sehr ähnlich den gabbroiden Hochlantschdiabasen), die dunklen Gemengteile in großen grobkörnigen Anreicherungen (fast Lapilli), Restlaven neben den lichten immer noch dunkle Gemengteile, nur gelegentlich die Spaltung bis zu rein anorthositischen Laven gegangen. Weitere Beispiele von verschiedenen Graden der Umwandlung, Diabastuffe in Form von Fleckengrünschiefern, stellenweise durch Sericitbildung scheinbar vertalkt.

Verf. bespricht ausführlich die Merkmale, nach welchen er Para- und Orthoamphibolite und unter den letzteren wieder einen „Gleinalpentypus“ von einem „Koralpentypus“ unterscheidet. Alle drei sind im untersuchten Gebiete vertreten.

Von sauren Massengesteinen liegen ausschließlich Pegmatite vor, meist weitgehend mylonitisiert. Dunkle Gangmylonite sind z. T. schon tachylitisch.

Unter den Paragesteinen sind die „quarzreichen phyllitischen Schiefer mit graphitspeichernden Muscovitporhyroblasten“ besonders auffallend. Daneben Quarzite, Marmore, Phyllite und Tonschiefer.

**Kieslinger.**

**Winkler-Hermaden, A.:** Das vortertiäre Grundgebirge im österreichischen Anteil des Posruckgebirges in Südsteiermark. (Jahrb. Geol. Reichsanst. 88. Wien 1933. 19—73. Mit 2 Taf. u. 2 Textabb.)

[Vgl. die beiden ergänzenden Arbeiten von HERITSCH und ANGEL im gleichen Bande.] Der kristalline Anteil des Grundgebirges scheint Gesteine zweier verschiedener Tiefenstufen zu umfassen, die teils der „Koralpenserie“, teils der „Gleinalpenserie“ im Sinne von HERITSCH und ANGEL angehören. An einer Schubfläche folgt darüber das Paläozoicum, beginnend mit phylli-

tischen Tonschiefern und Diabasgrünschiefern (? Silur), darüber sicheres Unterdevon in Form grauer Crinoidenkalke mit Korallen, bunte Tuffe, Korallenkalke der Barrandeischichten, in anderen Profilen Dolomit und rote Flaserkalke. Die Sandsteingruppe darüber wird nach gesteinskundlichen Analogien ins Carbon gestellt.

Der Remschnizg erscheint sowohl vor- wie nachmiocän als Antiklinale. Die Untergrenze des Paläozoicums ist eine gewaltige Schubfläche, längs welcher Diaphthorese und Mylonitisierung stattgefunden hat. Unter den Myloniten spielen dunkle Gangmylonite eine besonders große Rolle. Das Paläozoicum über dieser Schubfläche ist weitgehend zerschuppt.

Der Bau des ganzen Gebietes ist in vielen Phasen entstanden, die sich allerdings im einzelnen nicht immer gut trennen und datieren lassen. Sicher ist die uralte voralpäische Tektonik des kristallinen Grundgebirges. Sehr wahrscheinlich ist eine jungpaläozoische (variskische) Bewegung, für die vor allem ein Abstand im Grad der Metamorphose zwischen dem Carbon und den älteren Schichtgliedern spricht. Unter den eigentlichen alpidischen Bewegungen lassen sich vorgosauische, vor- und nach- (spät-) miocäne Phasen unterscheiden.

Im Anschluß daran wird die Altersfrage einiger Gesteine (bes. der bunten Tuffitschiefer und der Mahrenberger Kalke) erörtert. Leider liegen noch immer keine Fossilfunde vor. Verf. vermutet ein paläozoisches Alter.

Das Verhältnis des Remschnig—Posruckzuges wird so aufgefaßt, daß sich die Senke von Mahrenberg gegen Ost in die „Kappeler Synklinale“ fortsetzt.

Die Bewegungsrichtung der Schübe ist nicht eindeutig. Die Triasscholle von Heiligengeist scheint nach S bewegt, womit aber die sonstigen Nordschübe am Südsaum der Koralpe nicht in Abrede gestellt werden sollen. Ähnlich wie in der Koralpe ist auch im Posruckgebiet der alte voralpidische Bauplan durch die alpinen Bewegungen überwältigt und in W—O umgestellt worden. Endlich wird auf die regionalen Beziehungen zu dem südöstlich gelegenen Kristallin der Rhodope-Masse verwiesen.

**Kieslinger.**

**Angel, F.:** Diabase und deren Abkömmlinge in den österreichischen Ostalpen. (Mitteil. naturw. Verein f. Steiermark. 69. Graz 1932. 5—24.)

Einleitend wird der Begriff Diabas definiert. Die Vergrünung dieser alten Basalte geht einerseits auf eine leichte Epimetamorphose zurück, andererseits auf Metasomatose. Von diesen beiden Vorgängen ist (allerdings nicht immer scharf) die Propylitisierung zu trennen.

Bei der Aufstellung einer Systematik der Diabase ist zunächst zu berücksichtigen, daß schon die Ausgangsformen der Ergußgesteine je nach der Geschwindigkeit der Erstarrung sehr verschieden sein können. Tiefengesteinsausbildung erzeugt Proterobase. Die Produkte der ersten Ausscheidung (Olivin, Diallag, Diopsid usw.) sind in der Lava nicht stabil und können nur durch rechtzeitige Trennung (Auswurf als Bomben, eigene Pikritlaven) erhalten bleiben. Nach Entfernung des Überschusses der femischen Massen entwickeln sich normale Basalte mit Pyroxen (und Olivinresten) als Ein-

sprengling und einer Plagioklas-Pyroxen-Grundmasse. Nach diesen normalen Basalten kommen die einsprenglingsfreien ophitischen Basalte zur Ausscheidung, dann Basalte mit Plagioklaseinsprenglingen (Diabasporphyrite), dann intersertale Ausbildungen, zuletzt anorthositische Laven. Daneben kommen noch die verschiedenen Gläser (Tachylite), Aschen, Tuffe usw. in Betracht.

Diese also schon sehr mannigfaltigen Ausgangsgesteine können durch verschiedenes Ausmaß der Metamorphose weiter geändert werden. Im Bereiche der obersten Tiefenstufe unterscheidet Verf. noch vier Unterstufen, die durch verschiedene Mineralneubildungen gekennzeichnet sind, nämlich

I. Kalkspat, Sericit, Chlorit, Quarz (Chloritschieferfazies).

II. Wie oben, dazu Albit.

III. Wie oben, dazu Epidot (aus Kalkspat + Sericit) } Prasinifazies.

IV. Wie oben, dazu barroisitische Hornblende . . . }

Je nachdem, ob das Gefüge pseudomorphosiert oder umbrochen wird, werden propylitische Diabase von Metadiabasen unterschieden, die aber im Grade der Metamorphose durchaus parallel stehen können.

Nach diesen Gesichtspunkten hat Verf. eine systematische Übersicht ostalpiner Diabase aufgestellt, bei denen zwischen 18 verschiedenen Ausgangsformen, den vier besprochenen Umwandlungsstufen und endlich zwischen der pseudomorphen Reihe A und der durchbewegten Reihe B unterschieden wird. Es ergeben sich demnach nicht weniger als 144 verschiedene Diabase, wenigstens theoretisch. Jedes Gestein wird nach seinen Eigenschaften durch drei Signaturen gekennzeichnet. Ein diabasischer Grünschiefer z. B. aus einem einsprenglingsfreien Basalt unter Durchbewegung in die Prasinifazies gebracht, erhält die Bezeichnung 6 B IV usw. Das eigentliche, sehr ausführliche Verzeichnis ostalpiner Diabase kann im Rahmen dieses Ref. nicht wiedergegeben werden. Es ist recht vollständig, könnte aber begreiflicherweise noch mehrfach ergänzt werden [z. B. die zahlreichen Diabase Ostkarntens].

**Kieslinger.**

Bianchi, A.: Appunti petrografici sulla regione delle Alpi Aurine e delle Vedrette Giganti (Alto Adige). (Rend. R. Acc. Naz. dei Lincei 1929.)

Bianchi, A. e G. Dal Piaz: Ricerche geologico-petrografiche su le Alpi Aurine e Pusteresi (Alto Adige). (Boll. Soc. Geol. Italiana 1929.)

Piaz, G. Dal: Appunti geologici sulla regione delle Alpi Aurine e delle Vedrette Giganti (Alto Adige). (Rend. R. Acc. Naz. dei Lincei 1929.)

— Ricerche geomorfologiche nell'Alto Adige orientale. (Studi Trentini di Scienze Naturali. 1930.)

Semerano, G.: Sulla composizione di alcuni gneiss della regione tra le Alpi Aurine e le Vedrette Giganti (Alto Adige). (Atti dell'Acc. Veneto-Trentino-Istria. 20. 1929.)

### Ungarisches Becken und seine Randgebiete.

**Vidacs, A.:** Beiträge zur Petrographie der Kleinen Fátara. (Acta litterarum ac scientiarum regiae universitatis hungaricae Francisco-Josephinae. Acta chemica, mineralogica et physica. 3. Szeged. 1933. 1—19. Ungarisch, mit deutschem Auszug.)

Die Arbeit enthält die Beschreibung einiger Gesteine des östlichen Teiles der Kleinen Fatra. Vorherrschend sind die Zweiglimmergranite, untergeordnet die Biotitgranite. Sie sind oft ziemlich stark gepreßt und werden von Granitpegmatiten begleitet (mit Albit und Mikroklin). Granitarkose tritt auf den Rändern des Massivs auf und ist wahrscheinlich eine lokale Bildung. Quarzit kommt auf Bruchlinien vor.

Verf. hat am Rand des Granitkernes die Kontaktzone nirgends gefunden. Im Massiv spielten die späteren dynamischen Einwirkungen eine große Rolle. Die allgemeine Druckstruktur, die Druckzwillinge des Feldspates, die Sericitisierung, die undulöse Auslöschung des Quarzes usw. zeigen diese Einwirkungen. Das für den Granit der Hohen Tatra charakteristische Mikroklin, Myrmekit und primärer Muscovit sind hier in größerer Entwicklung vorhanden. Diese Tatsachen scheinen die Richtigkeit der Annahme über ein gemeinsames Tatraisches Batholith zu unterstützen. **A. Vendl.**

**v. Lengyel, E., J. Finály, T. Srelényi:** Beiträge zur Petrographie der Hohen Tatra. II. Die Gesteine des Felkaer Tales. (Acta litterarum ac scientiarum regiae universitatis hungaricae Francisco-Josephinae. Acta chemica, mineralogica et physica. 3. Szeged. 1933. 36—49. Mit ungarischem Auszug.)

Folgende Gesteine werden beschrieben: Biotit-Muscovitgranite, Granitpegmatite, Granitporphyre, Granitaplite, Granitgneise, Granatführender Biotitschiefer, Biotitamphibolit.

Die Biotit-Muscovitgranite spielen am Aufbau des Massivs die wichtigste Rolle. Mehr oder minder tiefgreifende dynamometamorphe Umwandlungen lassen sich oft feststellen. Die Menge an Biotit ist sehr schwankend. Die Gesteine mehrerer Fundorte erlitten auch eine hochgradige chemische Umbildung, gekennzeichnet durch sekundäre Mineralien: An Stelle der Biotite erscheinen Chlorit, Epidot (Zoisit  $\beta$ ), Rutil, Erz usw. Die Pegmatite führen manchmal Turmalin und Fluorit. Granitporphyre sind NW von der Schlesi-schen Schutzhütte ausgebildet. Aplite treten untergeordnet auf.

An Stellen, wo die Granitstöcke einen intensiven Druck erlitten, verwandelten sie sich mit allmählichen Übergängen in Gneise. Die Gemengteile wurden deformiert, zerklüftet und die neue Anordnung derselben wurde durch sekundäre Mineralien begleitet. In der Randzone des Granits sind Granitgneise ohne Katakklase anzutreffen. Von den sekundären Mineralien begleiten Sericit und Kaolin die Feldspate, Chlorit, Zoisit  $\beta$ , Rutil, Aktinolith die Biotite.

Charakteristische Gesteine sind die granatführenden Biotitschiefer, die im Granit große, linsenförmige Einlagerungen bilden. Biotit, Quarz, wenig Granat, etwas Muscovit und saurer Oligoklas sind die wichtigsten Gemengteile. Magnetit, Apatit und Zirkon sind die Akzessorien; von den sekundären Mineralien sind Chlorit, Epidotvarietäten, Amphibol und Sillimanit wichtig.

Die Biotitgneise und Biotitschiefer gehen mit zunehmender Menge der Amphibole in Biotitamphibolit und in biotitarmen Amphibolit über. Sie treten in den peripherischen Teilen der Gneise auf.

Folgende Analysen wurden mitgeteilt:

	1.	2.	3.	4.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	71,10	69,42	67,77	65,98
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,50	0,28	0,49	0,51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	12,57	14,58	18,25	15,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	2,96	0,59	1,27	1,49
FeO . . . . .	1,58	1,29	1,52	1,69
MnO . . . . .	0,03	0,02	0,03	0,06
MgO . . . . .	0,08	0,49	0,12	0,55
CaO . . . . .	2,65	1,93	2,43	3,71
Na <sub>2</sub> O . . . . .	5,00	6,33	4,87	5,21
K <sub>2</sub> O . . . . .	2,66	3,23	1,99	3,85
H <sub>2</sub> O + . . . . .	0,44	1,08	0,52	0,47
H <sub>2</sub> O — . . . . .	0,12	0,12	0,13	0,13
CO <sub>2</sub> . . . . .	0,16	0,14	0,08	0,14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,17	0,14	0,23	0,32
Summe . . . . .	100,02	99,64	99,70	99,61
	5.	6.	7.	8.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	73,06	62,24	57,51	52,92
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,30	0,72	1,29	1,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	12,56	18,65	19,18	24,09
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,78	1,67	0,96	2,44
FeO . . . . .	1,04	5,96	7,63	6,99
MnO . . . . .	0,02	0,03	0,07	0,52
MgO . . . . .	0,04	0,25	2,41	2,56
CaO . . . . .	0,43	0,89	1,63	0,80
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,40	3,54	2,77	2,60
K <sub>2</sub> O . . . . .	6,58	2,84	4,25	1,94
H <sub>2</sub> O + . . . . .	0,02	2,18	1,67	3,05
H <sub>2</sub> O — . . . . .	0,93	0,22	0,11	0,01
CO <sub>2</sub> . . . . .	0,23	0,07	0,41	0,48
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	Sp.	0,24	0,03	0,01
Summe . . . . .	100,37	99,50	99,92	99,51

1. = Granit, Felkaer Tal 1140 m; 2. = Granit, Felkaer Tal 1705 m; 3. = Granit, Felkaer Tal 1678 m; 4. = Granit, Felkaer Tal 1850 m; 5. = Granitaplit, Felkaer Tal 1330 m; 6. = Granitgneis, östlich vom Felkaer See; 7. = Granatführender Biotitschiefer, Granatenwand; 8. = Biotitamphibolit, Granatenwand. Analytiker: J. FINÁLY und T. SZELÉNYI. **A. Vendl.**

**v. Szentpétery, S.:** Physiographie und Genesis der Diabasarten des Bükker Ortásberges. (Acta litterarum ac scientiarum regiae universitatis hungaricae Francisco-Josephinae. Acta chemica, mineralogica et physica. 3. Szeged. 1933. 66—67. Mit 3 Taf.)

Die älteren Arbeiten des Verf.'s haben nachgewiesen, daß das oberste Gebilde dieses gabbroidalen Gebietes, der splitische Deckdiabas, resp. der größte Teil der unter den Carbonsedimenten erstarrten Teile des dichtkörnigen

Diabases saurer ist als die darunter liegenden Gesteine, wie der Diabasgabbro, der Gabbrodiabas usw. Diese Tatsache läßt sich durch Annahme einer gravitativen Kristallisationsdifferenzierung erklären. Es gibt aber auch Abweichungen an den Rändern der Szarvasköer Masse, wo stark basische Diabasarten vorkommen; diese Gesteine sind basischer als die sich in ähnlichen Niveaus der großen Masse gebildeten Diabase. Diese Typen findet man dort, wo das Magma schnell erstarrte, auch ursprünglich nur eine dünne Decke bildete, resp. wo sein Lager oder sein Lagergang in vertikaler Richtung von geringer Ausdehnung war. Ein derartiges Randvorkommen stellt der Ortásberg (zwischen Egeresehi und Szarvaskö) dar. Hier kommen die beschriebenen basischen, dichten Diabase und ein basischer Spilitdiabas vor. Aus der Besprechung der chemischen Verhältnisse ging folgendes hervor: Die Differenzierung der Ortásers basischen Diabase ist nur so weit, teilweise nicht einmal so weit vorgeschritten, wie die der Gabbros im allgemeinen. Der Spaltungsprozeß ist hier bei dem Gabbro-Stadium unterbrochen worden, also bevor sich jener saure Zustand auch hier ausgebildet hätte, in welchen der große Teil der Bükker Diabase gelangte. Nach Verf.'s Auffassung intrudierte das in diesen Teilen des heutigen Ortásberges vorkommende, sich im Stadium der Basizität des Bükker Gabbros befindliche Magma in eine solche dünne Höhlung (Lagerspalt), in welcher infolge der kleinen vertikalen Dimension die magmatische Spaltung sich nicht weiter fortsetzen konnte, nicht einmal bis zu dem Grade, wie im großen Teil der Masse des Bükkgebirges. Die Auskühlung ging schnell vor sich.

Im nordöstlichen Teil des Ortásberges kommen normal zusammengesetzte Gesteine vor. Dieser Teil ist als ein Gebiet der eruptiven Masse aufzufassen, wo das Magma nicht in irgendeiner Seitenhöhle erstarrte (wie die erwähnten basischen Diabase), sondern mit der großen Magmamasse nach der Tiefe zusammenhängt. Hier ist ein dichter Diabasporyhyrit das vorherrschende Gestein. Dieser dichte Typus wird durch einen stufenweisen Übergang mit den normalkörnigen Diabasporyhyriten: Ophitporyhyriten, verbunden. Alle diese Gesteine zeigen den Bükker normalen Differenzierungsgrad mit den charakteristischen Eigenschaften der übrigen Diabasarten des Gebirges. Diese Gesteine sind im HERMAN'schen Steinbergwerk aufgeschlossen, wo auch großporyhyrischer Diabasporyhyrit (mit poryhyrisch ausgeschiedenen basischen Labradoriten) und augitporyhyrischer Diabasporyhyrit vorkommen. Ein Teil des Ilmenits dieser Gesteine scheint jünger zu sein als der Augit und der Feldspat.

Das Material der die Diabasporyhyrite durchziehenden dünnen Adern besteht überwiegend aus Prehnit und Calcit. Stellenweise, überwiegend in den sehr zersetzten Gesteinen kommen Magnetit, Titanomagnetit, Ilmenit, Hämatit, Limonit, Titanit und Pyrit in den Adern vor.

Im erwähnten Steinbruch enthält der normalkörnige Diabasporyhyrit auch schlierartige Gebilde von mannigfaltiger Zusammensetzung und meist von großkörniger Ausbildung. Die Zusammensetzung desselben verändert sich schnell, manchmal auch in demselben Schliere. Die Verteilung der Mineralien ist ganz unregelmäßig. Verf. hat folgende Typen beschrieben: Diabasgabbroidale Gesteine, Dioritgabbroporyhyrite, Diorit-



gabbros, Diorit, Gabbroporphyr, basischer Gabbro, Andesinit (Andesin,  $Ab_{88}$ — $Ab_{82}$ , etwas Oligoklas, wenig Augit, etwas Diallag und Hornblende, ferner Titanomagnetit, Ilmenit, Biotit, Apatit, Zirkon, Rutil), Labradorit (Labradorit und etwas Augit, ferner Ilmenit, Titanomagnetit, Apatit, Pyrit). Ferner wurde auch ein Plagioplit kurz beschrieben, der einen 2—4 cm dicken Gang im Diabasporphyr bildet.

Die Physiographie dieser Schliere, schlierartigen Nester, Schlierengänge und Gänge, sowie die chemischen Analysen und die daraus berechneten Werte weisen darauf hin, daß diese Gesteine organisch in die Serie der ähnlichen Spaltungsprodukte des Bükkgebirges gehören.

Folgende neue Analysen wurden mitgeteilt:

	1.	2.	3.	4.	5.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	46,02	44,64	48,80	48,05	54,65
TiO <sub>2</sub> . . . . .	2,88	3,36	2,03	1,95	2,82
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	16,20	15,11	19,31	17,36	17,02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	3,58	3,07	1,25	2,75	3,52
FeO . . . . .	10,65	14,15	7,26	9,57	7,18
MnO . . . . .	0,20	0,14	0,20	0,19	0,16
MgO . . . . .	5,43	6,19	4,91	5,82	2,08
CaO . . . . .	9,71	8,10	10,65	8,75	5,95
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,90	2,01	3,82	3,38	5,15
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,10	Sp.	0,35	0,17	Sp.
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,12	0,07	Sp.	0,34	0,38
H <sub>2</sub> O + . . . . .	2,16	3,22	1,40	1,59	1,41
H <sub>2</sub> O — . . . . .	0,19	0,15	0,23	0,45	0,06
Summe . . . . .	100,14	99,90	100,21	100,37	100,38

	6.	7.	8.	9.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	49,25	43,82	52,31	46,21
TiO <sub>2</sub> . . . . .	4,01	3,30	1,76	1,91
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	15,55	12,61	22,88	26,29
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	3,48	3,94	1,81	4,55
FeO . . . . .	9,40	12,89	3,53	3,88
MnO . . . . .	0,17	0,37	0,10	0,15
MgO . . . . .	3,81	7,70	1,20	0,23
CaO . . . . .	6,93	11,51	8,77	10,48
Na <sub>2</sub> O . . . . .	4,51	2,05	5,50	4,12
K <sub>2</sub> O . . . . .	Sp.	Sp.	0,22	0,01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,51	0,18	0,49	0,20
H <sub>2</sub> O + . . . . .	2,40	1,26	1,46	2,04
H <sub>2</sub> O — . . . . .	0,19	0,27	0,05	0,18
Summe . . . . .	100,21	99,90	100,08	100,25

Analytiker: E. v. POLNER.

1. = basischer, dichter Diabas, Mikófalva; 2. = basischer Spilitdiabas, Kisgerine; 3. = dichter Diabasporphyr; 4. = Ophitporphyr; 5. = Dioritporphyr; 6. = Gabbrodioritporphyr; 7. = Gabbro; 8. = Andesinit; 9. = Labradorit. 3.—7. aus dem HERMAN'schen Steinbruch.

A. Vendl.

**v. Szentpétery, S.:** Magmatischer Werdegang und Petrochemie der Gesteine der Gabbroidmasse vom Bükkgebirge in Ungarn. (Chemie der Erde. 7. Jena 1932. 351—382.)

Die Arbeit ist eine Zusammenfassung der bisherigen Resultate des Verf.'s. Die Analysen und die Physiographie nebst Gedanken über den Gang der Differentiation sind teilweise publiziert worden (Földtani Közöny 40, 56, 58, 60. Mathematische und naturwissenschaftliche Berichte aus Ungarn. 38).

Im südlichen Teil des Borsod-Heveser Bükkgebirges liegt — zwischen carbonischen Sedimenten — der beträchtliche mesoeruptive gabbroidale Zug, in welchem neben dem überwiegend vorherrschenden Diabas und Gabbro auch eine ganze Serie von Differenzierungsprodukten eine Rolle spielt. Nach Verf.'s Beobachtungen und Auffassung konnte der Werdegang folgender Weise von statten gehen:

Die Substanz der Eisenerze und der MgFe-Silikate konzentrierte sich größtenteils an den Südrändern der eruptiven Masse, während im inneren Teil die dem heutigen Gabbro entsprechende Substanz verblieb. Verf. betrachtet diese ultrabasische südliche Seite als einen solchen Teil der Masse, wo das Magma unter dem Einfluß der frühen, gravitativen Kristallisationsdifferentiation ultrabasisch geworden ist. Hier entstanden peridotitische, pyroxenitische, hornblenditische und erzige Gesteinsarten, die durch einen stufenweisen Übergang zum normalen Gabbro vom Bükker Typus hinüberführen.

Im ultrabasischen Magmateil können aber nachträglich Bewegungen vorgekommen sein (z. B. durch magmatische Nachschübe), was hier und da schärfere Grenzen ergab. Diese Stellen führen manchmal viel Titanomagnetit.

Am Rande des mittleren Teiles der Gabbromasse (Ujhatártal) und im Inneren, wo ein großes Carbonsediment (Dolomit, Tonschiefer usw.) liegt, kommen ebenfalls ultrabasische Gesteine vor, in welchen aber der Erzinhalt die normale Menge nicht überschreitet. Hier sind Einschmelzungen vor sich gegangen, so daß Verf. am Reaktionsrand vom Ujhatártal und beim Magasveröberg teilweise eine Assimilationsdifferentiation annimmt (Feldspathaltiger Amphibolhypersthenit, Gabbrohornblendit, Gabbrohypersthenit usw.).

An einzelnen Stellen haben sich die etwas sauren Teile von den etwas basischeren schlierig abgesondert. (Dioritgabbro, Gabbrodiorit, plagioklasitische Gesteine.) Es scheint wahrscheinlich zu sein, daß die schlierige Entspaltung im Magma, welches infolge gravitativer Einwirkungen bereits saurer wurde, vonstatten ging. In einem späteren Stadium der Erstarrung entstanden die hystero-genetischen Schliere, d. h. die bis längere Zeit in flüssigem, bzw. in kristallisationsfähigem Zustand verbliebenen Magmareste (Dioritgabbro, Gabbrodiorit, Oligoklasit, Quarzdiorit, Diorit) verändern sich. Korngröße und Struktur dieser Gesteine sind stark wechselnd. Zwischen den Schlieren und den echten Gängen sind die Schlierengänge förmlich und zeitlich überbrückende Gebilde. Sie sind überall salische Gesteine. Die Bildung der echten Gänge bedeutet die Schlußphase der Differentiation. Ihre Richtung kreuzt unter verschiedenen Winkeln die tektonischen Hauptlinien (NNO). Der Stoff der Gänge und Schlierengänge ist meist von quarz-

dioritischem, dioritischem und plagioklasitischem, untergeordnet von gabbrodioritischem und gabbroidalem Charakter. In den Schlie-  
 rengängen findet man überwiegend aplitische, untergeordnet pegmatitische  
 Schizolithe; sie zeigen gegen das Muttergestein verwaschene Grenzen, in  
 welches sie oft übergehen. Spärlich kommen auch melanokrate Gänge vor  
 mit scharfen Grenzen (Basische Gangdiabase, Gesteine vom Beerbachit- und  
 Garewait-Typus). Den leukokraten Gängen ähnliche, oder noch saure Gesteine  
 kommen auch an den Rändern der Masse vor, und zwar dort, wo das Gabbroid-  
 magma und besonders dessen Apophysen mit Carbonsedimenten im Kontakte  
 sind. Die Wirkung der Einschmelzung, richtiger der Assimilatoin ist unzweifel-  
 haft, sie können also im weiteren Sinne assimilative Spaltungsprodukte  
 genannt werden. Das sauerste Gestein des Zuges, welches z. T. einen assi-  
 milationalen Ursprung besitzt, ist der Quarzdioritaplit. Durch Einfluß  
 des Sedimentstoffes sind besonders häufig Gesteine entstanden, die reichlich  
 Granat, Biotit oder Muscovit führen und häufig eine typische endogene Kon-  
 taktstruktur besitzen (Granatgabbro, Granatdioritpegmatit, Biotit-Muscovit-  
 dioritgabbro usw.) Die das Gabbrogestein berührenden Ränder einzelner  
 Sedimentbleibsel wurden in Granatfels oder in Granatglimmerhornfels um-  
 gestaltet. Die letzten Spaltungsprodukte des Gabbroidmagma sind die  
 Quarzgänge oft mit Turmalin.

Die Auskristallisierung des Magmas in verschiedenen Niveaus hat auch  
 eine gewisse Differenzierung hervorgerufen. Daneben finden wir auch andere,  
 und zwar sich nur in der mineralischen Zusammensetzung zeigende Änderungen  
 bei den zu derselben bathyalen Fazies gehörenden Gabbros und Peridotiten.  
 Verf. sucht die Ursache dieses Unterschiedes in erster Linie in dem Druck-  
 und Temperaturunterschiede der verschiedenen Stellen desselben Niveaus.  
 Die an verschiedenen Stellen und wahrscheinlich im Beisein von Mineral-  
 bildnern verschiedener Menge zustande gekommenen mannigfaltigen Bil-  
 dungs- und Existenzbedingungen haben bei gleichbleibender chemi-  
 scher Zusammensetzung verschiedene Mineralassoziationen  
 hervorgerufen: Der Masse nach herrscht der Diallag-Hypersthen-  
 Hornblendegabbro (normaler Gabbro im Bükkgebirge) vor, auch der  
 Diallaggabbro mit wenig Hornblende und minimalem Hypersthen ist  
 ziemlich häufig. Oft fehlt die Hornblende ganz und häuft sich der Hypersthen  
 an (Diallaghypersthengabbro, Hypersthengabbro, Olivingabbro, Titano-  
 magnetitgabbro usw.). Auch unter den Peridotiten gibt es Typen, wo bei  
 abwechselnder mineralischer Zusammensetzung keine bedeutenderen che-  
 mischen Unterschiede vorhanden sind: Diallagperidotit (Wehrlit) und Horn-  
 blendeperidotit usw.

Aus der Tabelle der (schon früher publizierten) Analysen geht hervor,  
 daß in der chemischen Zusammensetzung ebenfalls jener stufenweise Über-  
 gang besteht, welcher in der Natur und in der mineralischen Zusammensetzung  
 noch auffälliger ist. Charakteristisch ist der Reichtum an NaO und die Armut  
 an K<sub>2</sub>O, ferner die beträchtliche Menge der Titansäure und der Eisenoxyde.  
 Die chemischen und Differentiationsverhältnisse werden auf Grund der  
 OSANN'schen, NIGGL'schen und BEEKE'schen Werte, ferner nach dem ameri-  
 kanischen System diskutiert.

**A. Vendl.**

- Andrussov, D.: Sur la continuation du pli couché des Czerwone Wierchy dans le groupe de l'Obositá et sur la position des limburgites de la Tatra. (Věstník St. geol. ústavu ČSR. 8. Praha 1932. 213—215. Tschechisch u. Französisch.)
- Koutek, Jar.: Études géologiques dans la partie Nord-ouest de la Basse Tatra. (Sborník St. geol. ústavu ČSR. 9. Praha 1931. 413—616. Mit 16 Textfig. u. 9 Taf. Čechisch mit franz. Übersetzung.) — Ref. dies. Jb. 1933. III. 964—967; darin Petrographie u. Anal. verschiedener Granite, ihrer Begleitgesteine und Umwandlung.
- Paliňc, G.: Untersuchungen der Plagioklase einiger tertiärer Ergußgesteine Siebenbürgens (Rumänien) mittels der Universaldrehtischmethode. (Schweiz. Min. u. Petr. Mitt. 12. 1932. 423—444.) — Ref. dies. Jb. 1933. I. 392.
- Wenk, E.: Statistische Drehtischuntersuchungen an Plagioklasen rumänischer Ergußgesteine. (Schweiz. Min. u. Petr. Mitt. 13. 1933. 205—219. Mit 6 Textfig.) — Ref. dies. Jb. 1933. I. 392/93.)
- Wieseneder, H.: Die Plagioklase im Trachydolerit des Pauliberger (Burgenland). (TSCHERM. Min. u. Petr. Mitt. 1933. 199—204. Mit 10 Textfig.) — Ref. dies. Jb. 1933. I. 393.)

### Russisch-Asien.

**Denguin, J.:** The Upper-Ingoda massif of basic rocks and the route along the head parts of the Ingoda river. (Transact. of the United Geol. prosp. Service of USSR. 190. Leningrad 1932. 1—47. With 2 maps and 6 plates. Russ. mit engl. Zusammenf.)

Im Jahre 1930 untersuchte Verf. das Gebiet am Oberlauf des Flusses Ingoda in Zentraltransbaikalien. — Geologisch zerfällt das Gebiet in drei Teile: der südliche Teil besteht vorwiegend aus metamorphosierten Sedimentgesteinen (Altpaläozoicum), der zentrale Teil wird von einem mächtigen Granitbatholithen eingenommen und der nördliche Teil stellt das als einzige augenblicklich in Transbaikalien bekannte Vorkommen ultrabasischer Gesteine dar.

Das geologische Profil des untersuchten Territoriums läßt sich folgendermaßen darstellen:

- |                           |  |   |
|---------------------------|--|---|
| Alt-<br>paläo-<br>zoicum  |  | 1. Quarzitartige Grauwackensandsteine   |
|                           |  | 2. Tonige Quarzsandsteine   |
|                           |  | 3. Kalkalkaligranite, die später in Gneisgranite und Gneise umgewandelt wurden.   |
| Jung-<br>paläo-<br>zoicum |  | 4 a. Basische Gesteine: Gabbronorite, Olivinnorite, Olivinabbonorite, amphibolisierte Gabbronorite  |
|                           |  | 4 b. Ultrabasische Gesteine: Olivinite, Hornblendeperidotite und Serpentine. (Diese erscheinen als Intrusivkörper in der Gesteinsgruppe 4 a.) |
| Kreide                    |  | 5. Liparit-Dacite und Andesit-Dacite und ihre Tuffe.  |
| Tertiär                   |  | 6. Der erwähnte mächtige Granitbatholith Zentraltransbaikaliens.  |

- |              |   |                    |
|--------------|---|--------------------|
| Quar-<br>tär | { | 7. Altalluvium     |
|              |   | 8. Andesit-Basalte |
|              |   | 9. Moränen         |
|              |   | 10. Alluvium.      |

Die Gesteine des Gebietes sind nach zwei Richtungen gefaltet: NW—SO und NO—SW.

Eine besondere Beachtung wird in vorliegender Arbeit der Beschreibung der basischen Gesteine geschenkt.

Bisher waren in Transbaikalien (und auch in der Nordmongolei) als basische Gesteine nur Gabbro und Pyroxenite bekannt. Ihre Entstehung wurde durch die Assimilation von Kalkgesteinen durch ein saures Magma erklärt. Verf. wies zum ersten Male für Transbaikalien eine selbständige Intrusion von Gabbro-Noriten nach. Diese Gesteine werden von Gangbildungen begleitet: eine leukokrate Fazies (Labradorit-Plagioklasite) und eine melano-krate Fazies (feinkörniger Amphibolgabbro). Als Derivate des basischen Magmas erscheinen in den Gabbro-Noriten, Gänge und kleine Intrusivkörper bildend, Olivinite und Hornblendeperidotite.

Von großem Interesse ist das Auftreten einer leukokraten Randzone bei den Olivinitkörpern, welche erstere durch Troktolithe vertreten ist. Makroskopisch sind es mittelkörnige Gesteine, die aus schwarzem Olivin und grauem Feldspat bestehen. Sekundär treten Serpentin und ein Erzmineral auf. Nimmt die Olivinmenge zu, so beobachtet man Übergänge zu melano-kraten Troktolithvarietäten.

Das Gabbro-Noritmassiv am Obringoda ist an allen Seiten von einem jüngeren obermesozoischen Granit umgeben und stellt einen ovalen Körper dar. Er ist in NO—SW-Richtung ausgezogen und nimmt eine Fläche von 80—90 km<sup>2</sup> ein. Im basischen Massiv selbst bildet der Granit kleine Intrusivkörper und Gänge (Aplite, Pegmatite).

**N. Polutoff.**

**Muzylev, S.:** Geological explorations in the environs of the Tsagan-Olui Granite Massif (Transbaikalien). (Transact. of the United geol. prosp. Service of USSR. 136. Leningrad 1932. 1—38. With 1 map and 1 plate. Russ. mit engl. Zusammenf.)

In der ersten Hälfte der Arbeit beschreibt Verf. die Sedimentgesteine des Gebietes. Die ältesten Gesteine werden von ihm zum Paläozoicum (?) gestellt. Auf ihrer erodierten Oberfläche lagert mit einer scharf ausgeprägten Winkeldiskordanz Jura, der hier durch seine sog. Algatschi- (Sandstein-Konglomerat-) Fazies vertreten wird. Der Jura, der nicht weniger als 3500 m mächtig ist, läßt sich in 4 Serien gliedern: 1. die Akatuevski-Serie (Lias), 2. die Basanowski-Serie, 3. die Bochtinski-Serie (Dogger) und 4. die Obergasimur-Serie (Malm).

Das Paläozoicum ist aller Wahrscheinlichkeit nach variszisch gefaltet. Die Dislokation des Jura ist ebenfalls sehr intensiv. Die Falten streichen NO—SW und sind von zahlreichen Verwerfungen betroffen.

Mit der postjurassischen Faltung hängen mächtige Granitintrusionen zusammen, deren Beschreibung in der zweiten Hälfte vorliegender Arbeit gegeben wird.

Der Granit drang längs der Hauptantiklinallinie in die jurassischen Schichten ein und bildet jetzt ein nordöstlich streichendes Massiv, das ein Territorium von 550 km<sup>2</sup> bedeckt.

Um das Granitmassiv herum sind die kontaktmetamorphen Erscheinungen äußerst scharf ausgeprägt. Die jurassischen Sedimente sind manchmal in Gneise umgewandelt worden, was besonders gut auf der südlichen Seite des Massivs zu beobachten ist.

Die in der letzten Zeit an vielen Stellen in Osttransbaikalien nachgewiesenen jüngeren postjurassischen Granite teilt Verf. in zwei Gruppen: 1. saure und ultrasaurer Granite, die hauptsächlich im westlichen Teil Osttransbaikaliens vorkommen (sog. „Onon“-Granite) und 2. basische Granitvarietäten — Adamellite und Granodiorite. Die zweite Gruppe der Granite ist auf den östlichen Teil des Gebietes beschränkt (sog. „Argun“-Granite). Das untersuchte Granitmassiv gehört den Onon-Graniten an.

Als die bezeichnendste Eigentümlichkeit des untersuchten Tsagan-Olui-Granites wird sein ultrasaurer und leukokrater Charakter hervorgehoben. Weiterhin ist für die Granitintrusion kennzeichnend der Reichtum an Pegmatiten und das gänzliche Fehlen von Lamprophyrbildungen.

Die Ursache der Entstehung der zwei Granittypen in Osttransbaikalien bleibt vorläufig unbekannt. Es ist möglich, daß die basischen Granite etwas älter sind.

Die mikroskopische Charakteristik der wichtigsten Gesteinstypen des Granitmassivs wird mitgeteilt.

Die Granite sind radioaktiv.

Zum Schluß kommt Verf. auf die Form des Granitkörpers zu sprechen. Das Massiv ist asymmetrisch gebaut: sein nordwestlicher Abhang ist steil, dagegen sein südöstlicher flach. Entsprechend dieser Asymmetrie ist die Entwicklung der Pegmatitgänge an den südöstlichen Rand des Massivs gebunden. Sie fehlen gewöhnlich an dem Nordwestabhang.

Die Anschaulichkeit der klar geschriebenen Arbeit wird noch durch viele Kartenskizzen und Profile erhöht.

**N. Polutoff.**

**Melioranski, V.:** Geological and petrographical explorations in the Argun region. (Transact. of the geol. prosp. Service of USSR. 128. Leningrad 1932. 1—54. With 3 plates. Russ. mit engl. Zusammenf.)

Das untersuchte Gebiet liegt am Flusse Argun, zwischen den Nerstchinski und Alexandrowski Sawod, in Osttransbaikalien. In dem Gebiet werden sedimentäre und sehr verschiedene eruptive Gesteine angetroffen. Die größte Verbreitung besitzen granitische Gesteine. Effusivgesteine von verschiedenem Typus und Alter sind ebenfalls vertreten.

Dem Alter nach sind die Sedimentgesteine in zwei Gruppen zu gliedern: 1. paläozoische (?) fossilfreie Dolomite und metamorphosierte Schiefer und Sandsteine und 2. jurassische Konglomerate und Arkosensandsteine, stellenweise mit Pflanzenresten.

Der Jura liegt diskordant über dem Paläozoicum und stellt eine Süßwasserbildung dar.

Die Faltungsvorgänge spielten sich in prä- und postjurassischer Zeit ab. Die Falten streichen NO—SW und sind meist nach NW überkippt.

Eruptivgesteine. Verf. unterscheidet zwei Granittypen: Biotit-amphibol-Granite und Mikroklinmuscovit-Granite. Die erstgenannten Granite sind grau, selten rot gefärbt und zeigen eine mittlere Korngröße. Textur massig. Ihrem mineralogischen Bestande nach lassen sie sich in eigentliche Granite und in Granodiorite gliedern. Der Hauptbestandteil dieser Gesteine bildet Anorthoklas (ca. 80 %).

Die Mikroklinmuscovit-Granite sind oft hell (fast weiß) gefärbt, stark kaolinisiert und besitzen häufig porphyrische Struktur.

Die beschriebenen Granite haben auf die paläozoischen Gesteine eine kontaktmetamorphe Wirkung ausgeübt. Dagegen ist keine Spur dieser Wirkung auf die jurassischen Sedimente festzustellen. Das typische Mineral der Granite — Anorthoklas — bildet einen wichtigen Bestandteil der jurassischen Sandsteine. Daher ist anzunehmen, daß die Granite älter sind als die jurassischen Ablagerungen.

Als Ganggesteine kommen Granit-Aplite, Aplite, Pegmatite und Lamprophyre (Vogesit-Spessartite) vor.

Zu den unzweifelhaften postjurassischen Bildungen gehören hypabyssische Anorthoklasporphyre und Andesinophyre (Albitophyre). Ihre Intrusion fand später als die der Granite statt.

Die Effusivgesteine des Gebietes sind durch paläozoische Quarzporphyre und Albitophyre, sowie jüngere basische Oberflächengesteine vertreten. Unter den letztgenannten Gesteinen herrschen Trachydolerite vor. Selten werden Basalte beobachtet.

#### N. Polutoff.

**Moskvin, A.:** On the Microklin from the river Joury-say. (Trav. Inst. pétrograph. de l'Ac. Sc. de l'URSS. 3. Leningrad 1933. 1—13. Mit 1 Fig. Russ. mit engl. Zusammenf.)

Die untersuchten Feldspäte stammen aus pegmatitartigen Bildungen am Rande eines Nephelinsyenit-Massivs im Alai-Gebirge (Turkestan). Das genannte Gestein bildet hier einen Lakkolithen, der in paläozoische Sedimente intrudierte. Das Gestein besteht hauptsächlich aus Feldspäten (Mikroklin, Mikroklin-Perthit, Albit und bisweilen Orthoklas). Der Nephelingeht ist gering (15—20 %). Farbige Mineralien sind vertreten durch: Ägirin, Biotit und Hornblende. Kennzeichnend für das Gestein ist der Reichtum an Mineralisatoren (F, Co<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O) und das fast vollständige Fehlen des Anorthit-Moleküls. Dieselbe mineralogische Zusammensetzung besitzen auch die Rantenteile des Nephelinsyenit-Massivs. Sie weisen nur gewisse strukturelle Eigentümlichkeiten auf. Die großen idiomorphen Kalifeldspat-Kristalle sind 15 bis 20 cm lang. Die Nephelinkörner (5—6 cm) haben selten idiomorphe Umrisse. Der Ägirin erscheint in einigen Generationen. Seine großen idiomorphen Kristalle erreichen 15—20 cm Länge. In geringen Mengen sind noch viele andere Mineralien vorhanden.

Alle großen idiomorphen Feldspatkristalle bestehen aus reinem Mikroklin, selten Mikroklin-Perthit. Eine beigefügte Tabelle unterrichtet über ihre optischen Eigenschaften. Die 15 näher untersuchten Kristalle teilt Verf.

in 3 Gruppen ein: 1. Mikroklin-Perthit entspricht nach der Klassifikation von O. ANDERSEN dem „Film“-Perthit. Die reinen Albitlamellen sind in geringen Mengen vorhanden. 2. Reiner Mikroklin ohne Einlagerung von Albitlamellen, aber mit einer mehr oder weniger scharf ausgeprägten Gitterstruktur. 3. Mikroklin-„Pseudoperthit“. Äußerlich erscheint er u. d. M. als typischer Perthit. Die Perthiteinlagerungen erweisen sich als dieselben Mikroklinlamellen, die in bezug auf die Grundmasse in einer anderen optischen Orientierung erscheinen.

Die Feldspatkristalle sind oft zerbrochen oder gebogen. Sie sind milchfarbig, undurchsichtig und enthalten viele Einschlüsse. Hierher gehören vor allem feine Ägirinadeln, dann Analcim, Albit und viele andere Mineralien.

Zwei chemische Analysen der Mikroklinkristalle ergaben:  $\text{SiO}_2$  63,24 (63,63);  $\text{Al}_2\text{O}_3$  18,70 (18,87);  $\text{F}_2\text{O}_3$  0,28 (0,25);  $\text{CaO}$  0,10 (0,12);  $\text{MgO}$  0,04 (—);  $\text{K}_2\text{O}$  14,89 (15,80);  $\text{N}_2\text{O}$  1,98 (1,18);  $\text{H}_2\text{O} < 110^\circ$  0,19 (0,20);  $\text{H}_2\text{O} > 110^\circ$  0,75 (0,46);  $\text{CO}_2$  — (0,10).

Die erste Analyse enthält noch Fluor, dessen geringen Mengen nicht näher bestimmt wurden. Lithium ist in beiden Fällen vorhanden. Die mineralogische Umrechnung der angeführten Analysen ergab: Mikroklin 87,93 (93,38); Ägirin 0,83 (0,74); Analcim 11,13 (7,66); Flußspat 0,14 (—); Calcit — (0,21).

Zum Schluß wird noch auf die eigenartige Struktur der „Pseudoperthite“ eingegangen, die vom Verf. als eine primäre Erscheinung aufgefaßt wird, die einen besonderen Fall von Zwillingdurchwachsung darstellt.

#### N. Polutoff.

**Bölsterli, M.:** Die Granite von Nowosibirsk. (Trav. Inst. pétrograph. de l'Ac. Sc. de l'URSS. 3. Leningrad 1933. 13—19. Russ. mit deutsch. Zusammenf.)

Kurze Beschreibung von Graniten aus einigen Steinbrüchen in der Umgebung der Stadt N. Es handelt sich um einen großen Granitbatholithen, auf dem die Stadt gelegen ist.

Diese Granite nehmen eine Zwischenstellung zwischen den normalen Graniten und den Granodioriten ein.

Das Gestein besteht hauptsächlich aus Orthoklas mit einem kleinen Achsenwinkel ( $2V = -68^\circ$ ), Plagioklas, Biotit, Quarz und Apatit. Man beobachtet auch Mikroklin ( $2V = -76^\circ$ ), bisweilen Orthoklas-Perthit und Mikroklin-Perthit. Plagioklase bilden oft Zwillinge nach verschiedenem Gesetz. Ihre optischen Konstanten, sowie die chemischen Analysen des Granites werden mitgeteilt.

Aplit- und Minettegänge kommen vor.

#### N. Polutoff.

**Khlaponin, A.:** Geological explorations in the Upper Amur region, Zeia district (Ostsibirien). (Transactions of the United geol. prosp. Service of USSR. 231. Leningrad 1932. 1—56. With 1 map and 1 plate. Russ. mit engl. Zusammenf.)

Neben der geologischen Beschreibung des untersuchten Gebietes wird die ausführliche Charakteristik von Eruptivgesteinen mitgeteilt.



Granite bilden das am meisten verbreitete Tiefengestein (Leukokrate Granite, Alaskite, Granodiorite und Granit-Porphyre). Selten werden Diorite beobachtet.

Effusivgesteine des Gebietes sind durch Quarz-Porphyre, Felsit-Porphyre, Felsite, Porphyrite, Andesite, Diabase und Basalte vertreten.

Aplite, Vogesite, Spessartite, Quarz u. a. bilden die Gänge.

Bei den Graniten unterscheidet Verf. folgende Varietäten: hornblende-biotit-, hornblende-, biotit-, glimmerarme, leukokrate, porphyroide und kataklastische Granite. Ihre eingehende mikroskopische Beschreibung liegt vor. Dasselbe gilt auch für die Effusivgesteine des Gebietes.

Eine geringe Verbreitung besitzen im untersuchten Bezirk kristalline Schiefer. Es handelt sich hier um Gneise, Muscovit-, Sericit-Chlorit- und Granat-Glimmerschiefer und Phyllite.

Kurz werden auch Sedimentgesteine charakterisiert. **N. Polutoff.**

**Leontovich, A.:** Geological explorations in the basin of the middle parts of the Kerak River in 1929 (the Upper-Amur Region, East-Siberia). (Transact. of the United geol. prosp. Service of USSR. **231**. Leningrad 1932. 57—83. With 1 map. Russ. mit engl. Zusammenf.)

Verf. behandelt Granite der Burgalinski-, Dschiktandinski-, Taldanski- und Burindinski-Massive. Diese Gesteine durchsetzen jurassische (?) Sedimente, auf die eine starke Kontakteinwirkung ausgeübt wurde.

Als Gänge kommen in denselben jurassischen Schichten Diorite, Porphyrite, Spessartite und Quarzporphyre vor.

An einigen Stellen wurden Andesit-Basalte angetroffen, die sich von den übrigen Eruptivgesteinen durch ihre dunkle, fast schwarze Farbe scharf unterscheiden. Das Alter dieser Gesteine konnte leider nicht ermittelt werden.

**N. Polutoff.**

**Meister, A.:** The mountain region of the Northern Muia Range. (Transact. of the United geol. prosp. Service of USSR. **157**. Leningrad 1932. 1—78. With 1 map. Russ. mit engl. Zusammenf.)

Das untersuchte Gebiet stellt einen Teil des Baikal-Witim-Hochlandes dar. Es liegt nordöstlich der Nordspitze des Baikal-Sees und wird im N und O vom Fluß Witim, im S vom Fluß Muja und im W von den Nebenflüssen der Oberen Angara begrenzt.

Das allgemeine geologische Profil des Gebietes läßt sich folgendermaßen darstellen (von unten nach oben):

#### I. Kristalline Schiefer.

1. Gneise und gneisartige Schiefer.
2. Granat-Muscovit- und Glimmerschiefer, Quarzite und kristalline Kalke.
3. Kristalline Kalke mit Einlagerungen von Glimmerschiefern.

#### II. Metamorphe Schiefer.

4. Dunkelgraue kohlige Kalke und Phyllite.
5. Quarzite, Epidosite, Hornblendeschiefer u. a.

6. Glimmerschiefer und Phyllite mit Quarzit-Schiefereinlagerungen.
  7. Phyllite und dunkelgraue Kalke mit Quarziten und Hornblendeschiefern.
  8. Tonschiefer und Phyllite mit Quarzitschiefern, Hornblendeschiefern, Epidositen, metamorphen Sandsteinen und Konglomeraten.
  9. Dunkelgraue Kalke mit Einlagerungen von metamorphen Sandsteinen, Phylliten, Quarziten, Hornblendeschiefern und Serpentin.
- III. Sedimentäre Gesteine.
10. Rotgefärbte Konglomerate und Sandsteine, mit unterlagernden Quarziten.

Irgendwelche Fossilien fehlen. Das Alter wird nach der Analogie mit den Nachbargebieten bestimmt. Für die beiden oberen Gesteinsgruppen wird das untercambrische Alter angenommen. Die unterste Gruppe (kristalline Schiefer) wird zum Algonkium gestellt.

Die aufgezählten Gesteine sind mehr oder weniger stark disloziert. Im allgemeinen ist für die präcambrischen Gesteine die nordöstliche und für die cambrischen die nordwestliche Streichrichtung kennzeichnend.

Der weit größte Teil des untersuchten Gebietes ist von magmatischen Gesteinen eingenommen. Es treten hier Porphyre, Porphyrite und Diabase, sowie die Tiefengesteine: Granite, Syenite, Gabbros, Olivingesteine usw. auf. Die größte Verbreitung besitzt im Gebiet ein massiger Granit, der einen Teil eines großen Batholithen bildet, der sich weit über die Grenzen des untersuchten Gebietes hinaus ausdehnt. Das Alter des Batholithen wird für postcambrisch gehalten. Daneben ist noch ein präcambrischer Granit zu erwähnen, der Lagergänge in den Glimmerschiefern der untersten Gesteinsgruppe I bildet.

Die Effusion der Porphyre und Diabase fand scheinbar ebenfalls in zwei Phasen statt.

Unter den Ganggesteinen werden genannt: Spessartite, Aplite, Pegmatite u. a.

Die weit verbreiteten Granite bilden im Gebiet eine Reihe von Massiven, die vom Verf. näher beschrieben werden.

a) Das Witim-Massiv (postcambrische Intrusion). Am Aufbau dieses Massives beteiligen sich verschiedenartige Granite, dann Syenite (Monzonite) und die Übergangsbildungen zwischen diesen Gesteinsarten. Untergeordnet treten Gabbros, Diabase und Quarzporphyre auf. Von einem Fluß wird das Witim-Massiv in zwei Teile gegliedert. Im nördlichen Massiv herrschen granitische Gesteine vor, im südlichen die Orthoklas-Plagioklas-Gesteine (Adamellite und Monzonite). Das bezeichnendste und am weitesten verbreitetste Mineral der beiden Massive bildet Mikroperthit. In chemischer Beziehung stehen beide Massive einander nahe. Sie sind aus ein und demselben Magma durch seine Differenzierung hervorgegangen.

b) Der Granitbatholith (postcambrische Intrusion). Dieser Batholith wird hauptsächlich von Biotitgranit gebildet. Bisweilen gesellt sich zum Biotit grüne Hornblende oder Muscovit. Manchmal wird der Granit glimmerarm. Jedoch sind diese Erscheinungen eine Seltenheit.

c) Die Granite des Nord-Muja-Gebirges (präcambrische Intrusion). Ihre Eigenartigkeit besteht in der geschichteten Textur, sonst unterscheiden sie sich keineswegs von den Graniten des Batholithen.

#### N. Polutoff.

**Vakar, V.:** Die Gangliparite und Obsidiane im Kolyma-Gebiet. (Trav. de l'Inst. pétrograph. Ac. Sc. de l'URSS. 3. Leningrad 1933. 53—71. Mit 2 Fig. u. 1 Karte. Russ. mit deutsch. Zusammenf.)

Liparite mit Obsidiane wurden vom Verf. am Oberlauf des Flusses Beresowka, im Kolyma-Gebiet (Nordostsibirien), in Form von dünnen Gängen angetroffen, die hier sandig-tonige Schiefer durchsetzen. [Die allgemeingeologischen Verhältnisse sind vom Verf. im Bull. of the United geol. pros. Service of USSR. 1931, Nr. 65 beschrieben worden. Ref.] Wie Untersuchungen zeigten, stellen diese Liparite eine Fortsetzung von Aplitgängen dar, welche eine Intrusion der Granitoide im Umylymnan-Gebirge entsendet. Diese Granitoide sind durch Assimilation von Sand-Tongesteinen durch das gabbroide Magma entstanden.

Der mittlere typische Granitoid-Hybrid stellt einen quarzreichen Quarzmonzonit dar.

An der Peripherie des Eruptivmassivs sind Quarzsyenite und aplitartige Granite zu beobachten. Letztere senden ein Netz von Aplitgängen verschiedener Form und Mächtigkeit aus, die tief in das Nebengestein eindringen. Die Aplitgänge gehen in die Liparitgänge über.

Die Liparite besitzen einen ultrasauren leukokraten Charakter. Sie scheiden in den Kontaktzonen mit dem Nebengestein ein grünes Glas aus. Ihre Textur ist eutaxitisch pseudo-fluidal.

Feine Einsprenglinge von Quarz, Sanidin und Albit-Oligoklas, die selten zu beobachten sind, zeichnen sich durch ihren guten Erhaltungszustand aus.

Der Sanidin ist ganz rein, fast einachsiger. Seine Doppelbrechung ist sehr gering. Sie sinkt bisweilen bis auf Null und es liegt dann ein isotroper Sanidin vor. Der Quarz bildet oft regelmäßig entwickelte Skeletteinsprenglinge.

Folgende Umstände begünstigen nach Auffassung vom Verf. die Bildung der genannten Quarzeinsprenglinge:

1. Die ultrasaurer Zusammensetzung der Schmelze, die den Aplit-, z. T. den Pegmatitgängen entspricht.
2. Die Lagerung in Form von dünnen Gängen und die geringe Erstarrungstiefe.

#### N. Polutoff.

**Moskvin, A. und A. Saukow:** Alkaligesteine am Fluß Dschury-sai in Südferghana. (Abh. der Pamir-Expedition 1928. Lief. 7. Geologie und Geochemie. Hrsg. von der Akad. der Wiss. Leningrad 1931. 65—86. Mit 2 Taf. Russisch.)

Alkaligesteine, die in vorliegender Arbeit beschrieben werden, stammen aus einem Nephelin-Syenitmassiv im Zentralteil des Alai-Gebirges (Turkestan).

Mikroskopische Untersuchungen gestatten, drei Syenittypen zu unterscheiden:

1. Nephelin-Syenit. Makroskopisch betrachtet ist es ein hellgraues, grobkörniges Gestein, dessen Hauptbestandteil hellgefärbte Feldspäte bilden. Einzelne Kristalle erreichen bis 10—15 cm Größe. Es handelt sich hier um Mikroklin und Albit. Eine untergeordnete Rolle spielt Nephelin, der bisweilen ebenfalls einige Zentimeter große Kristalle bildet. Von farbigen Mineralien werden pfeilartige Pyroxene, Ägirin und Glimmer genannt. Cancrinit und Calcit vertreten akzessorische sekundäre Mineralien. Eine besondere Stellung nimmt im Gestein Flußspat ein, der in Form von kleinen Körnern fast in allen Mineralarten beobachtet wurde.

2. Alkali-Syenit. Dieses gleichmäßig-körnige Gestein besteht fast ausschließlich aus kleinen gut ausgebildeten Feldspatkristallen (hauptsächlich aus Mikroperthit, bedeutend weniger aus sekundärem Albit). Weiterhin sind Glimmer, Cancrinit, Calcit u. a. vorhanden.

3. Metamorpher „Syenit“. Dieser bläuliche Syenit ist durch bis 1 cm große gut ausgebildete Pyritkristalle gekennzeichnet.

Das Gestein besteht fast ausschließlich aus Flußspatkristallen. Dazwischen kommen Feldspäte (Mikroperthit und Albit) und Analcim vor. Der Pyrit bildet idiomorphe Kristalle.

Eine Analyse des Nephelin-Syenites ergab: 58,89 SiO<sub>2</sub>, 0,61 TiO<sub>2</sub>, 0,03 P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, 18,40 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 3,83 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 1,15 FeO, 0,19 MnO, 1,17 CaO, 0,03 BaO, 0,07 MgO, 7,57 Na<sub>2</sub>O, 6,64 K<sub>2</sub>O, 0,12 CO<sub>2</sub>, 0,03 S, 0,70 F, 0,02 Cl, 0,00 H<sub>2</sub>O<sub>110</sub>, Spuren von V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> und LiO<sub>2</sub>.

Die drei beschriebenen Gesteinstypen sind aller Wahrscheinlichkeit nach durch sekundäre metamorphe Vorgänge aus ein und derselben Gesteinsart hervorgegangen. Das ursprüngliche Gestein war wahrscheinlich ein Hornblende-Biotit-Nephelin-Syenit.

Die metamorphen Vorgänge äußerten sich in einer starken Fluoritisation des ursprünglichen Gesteins. Dieser Prozeß geht stellenweise so weit, daß alle Mineralien durch den Flußspat verdrängt werden und das Gestein sich in einen Flußspatgang umwandelt. Daneben ist noch die Albitisierung zu erwähnen, die für das Alkalimassiv von Dschury-sai ebenfalls bezeichnend ist. Dieser Vorgang ist im Massiv weit verbreitet und hängt genetisch wahrscheinlich mit der Fluoritisation zusammen, da die Fluozufuhr scheinbar in Form von natrium-fluorhaltigen Lösungen stattgefunden hat.

Die Untersuchungen der Verf. gestatten, anzunehmen, daß die Alkali- und Nephelin-Syenite in Ferghana bedeutend weiter verbreitet sind, als man bisher glaubte. Die intensive Fluoritisation der Syenite ist theoretisch und praktisch von großem Interesse.

**N. Polutoff.**

**Petrov, V.:** Die Mikrolakkolithe in der Umgebung von Tiflis. (Trav. de l'Inst. pétrograph. Ac. Sc. de l'URSS. 3. Leningrad 1933. 79—89. Mit 6 Fig. Russ. mit deutsch. Zusammenf.)

Verf. beschreibt eine interessante „Mikrolakkolithen“-Bildung in der Schlucht des Flusses Daba-chanka, in der Nähe des botanischen Gartens der Stadt Tiflis (Kaukasus). In der genannten Schlucht ist folgendes Profil zu sehen: Zuerst liegen grüne, grobkörnige Tuffe; sie werden zuerst von dichten schwarzen Sandtonschiefen mit Fischresten und dann von ebenfalls

schwarzen, tonigen Kieselchiefern unterlagert. An der Basis des Profils tritt ein grobkörniger tuffogener Sandstein auf. Zwischen den Tuffen und den Tonschiefern ist ein bis 2 m mächtiger eruptiver Lagergang eingeschaltet. Das Magma dieses Eruptivganges erreichte auf vertikalen Spalten den Kieselchiefer, wo es Gänge von 40—50 cm Mächtigkeit bildete. Diese Gänge zeigen im Kieselchiefer lokale kugelartige „Aufblähungen“, die auf einer oder beiden Seiten des Ganges entwickelt sind. Der Durchmesser dieser Bildungen schwankt zwischen einigen Zentimetern und 2—3 Metern. Außerdem drang das Magma dieser Gänge längs einer Schichtungsfläche in den Kieselchiefer hinein, wo es eine Reihe kettenartig miteinander gebundener kleiner „Lakkolithen“ erzeugte. Jeder „Lakkolith“ stellt eine vollkommen ausgebildete Kugel (4—20 cm im Durchmesser) dar und ist mit dem benachbarten „Lakkolithen“ nur durch einen unbedeutenden Teil seiner Oberfläche verwachsen.

Mikroskopische Untersuchungen zeigten, daß die beschriebenen „Aufblähungen“ und „Lakkolithe“ aus demselben Gestein bestehen wie die Gänge. Die Hauptmasse (bis 50 %) bildet Lomontit und enthält außerdem 30 % von Kieselsäure (Chalcedon, Opal), 10—15 % von Chloriten und 5—10 % von Feldspäten. Der Feldspat ist oft resorbiert und zeolithisiert. Es lassen sich zwei Chlorittypen unterscheiden: ein schwarzbrauner und ein grüner Chlorit.

Eine Analyse einer kugelartigen „Aufblähungs“-Bildung ergab: 66,03 SiO<sub>2</sub>, 15,46 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 1,44 Fl<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 0,72 FeO, 0,66 TiO<sub>2</sub>, 5,75 CaO, 0,59 MgO, 0,04 MnO, 0,44 Na<sub>2</sub>O, 1,22 K<sub>2</sub>O, 8,00 Glühverlust.

Die Genese der eigenartigen Formen der Gänge ist noch nicht geklärt. Nach Verf. hat man es hier wahrscheinlich mit einer magmatischen Bildung zu tun.

#### N. Polutoff.

**Zavaritsky, A.:** Rai-Iz Peridotite massif in the Arctic Ural. (Hrsg. von the geol. prosp. Service of USSR. Leningrad 1932. 1—170. With 1 map and 12 plates. Russ. mit engl. Zusammenf. [171—200].)

Das Rai-Iz-Massiv liegt zwischen 66° 45' und 67° nördl. Br., etwa 45 km von Obdorsk. Westlich des Massivs erstreckt sich die Bolschesemelskaja-Tundra und östlich davon ebenfalls eine Tundra, die im Gegensatz zu der erstgenannten von zahlreichen Seen und Sümpfen bedeckt ist.

Das Rai-Iz-Massiv hat einen trapezartigen Umriß und ist von allen Seiten (mit Ausnahme der westlichen) orographisch scharf ausgeprägt. Es ist in ONO-Richtung etwas ausgedehnt. Seine Länge beträgt 20 km und die Breite 15 km. Die größten Höhen liegen im nördlichen und nordwestlichen Teil des Massivs, welches hier bis über 1000 m über die Umgebung herausragt. In südlicher Richtung sinken die Höhen bis auf 500—700 m ab. Das plateauartige Massiv ist von vielen, U-förmigen Tälern eingeschnitten.

Die Beschreibung des Massivs zerfällt in drei Teile; der erste Teil behandelt die Geologie des Massivs (1—40); im zweiten Teil werden Eruptiv- und Sedimentgesteine beschrieben (41—162); im dritten Teil bespricht Verf. die Beziehungen des Rai-Iz-Massivs zu den anderen Gabbro-Peridotit-Massiven des Ural, seine geologische Geschichte und seine Platinführung (163—170).

Alle das Massiv aufbauenden Gesteine können in drei große Gruppen gegliedert werden: a) die ultrabasischen, feldspatfreien Gesteine, die eigentlich das Massiv Rai-Iz selbst bilden, b) eine Gruppe von Gabbro-Amphibolit-Gesteinen, die sich an die erstgenannten vom S her anschließen und c) die älteren kristallinen Schiefer und z. T. metamorphosierten Sedimentgesteine, welche hauptsächlich im nördlichen Teil des Massivs entwickelt sind. Außerdem sind eine Reihe Ganggesteine zu erwähnen.

Peridotite (Saxonite) vom Rai-Iz-Typus. Unter den Gesteinen aus der Peridotit-Gruppe herrschen Peridotite mit rhombischem Pyroxen vor, welche vom Verf. als Saxonite vom Rai-Iz-Typus bezeichnet werden. Das Gestein besteht hauptsächlich aus Olivin und dann aus Enstatit, Serpentin, Talk, farbloser Hornblende, Chlorit, Magnetit und Chromit.

Dunite. Diese Gesteine kommen in kleineren Mengen vor. Sie erscheinen in Form von schmalen Streifen und gangartigen Bildungen innerhalb der Peridotite. Makroskopisch sind beide Gesteinsarten schwer voneinander zu unterscheiden. Die Dunite enthalten im Gegensatz zu den Peridotiten keinen rhombischen Pyroxen. Sie sind ebenfalls wie die Peridotite mehr oder weniger stark serpentinisiert. Außer Olivin und Chromit wurden bei den Duniten eine kleine Beimischung von Serpentin und als zufällige Mineralien: Magnetit, Tremolit, Chlorit und Talk beobachtet.

Das Auftreten der Dunite im Peridotitkörper in Form von parallelen Streifen ist nach Verf. durch einen einseitigen Druck während des Kristallisationsvorganges bedingt.

Das obenerwähnte Mineral Chromit bildet in den Peridotiten entweder Schlieren, welche an denjenigen des platinführenden Ural (Bezirk Tagil) erinnern, oder eine Anhäufung von kugelartigen und ovalen Körpern von 1,5 cm im Durchmesser, die in eine silikatische Masse eingebettet sind.

Über chemische Zusammensetzung eines frischen Dunites (I) und frischen Saxonites (II) unterrichten folgende Analysen:

	I.	II.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	40,80	42,60
TiO <sub>2</sub> . . . . .	fehlt	Spuren
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,97	0,49
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,28	0,29
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,07	1,61
FeO . . . . .	6,35	6,09
MnO . . . . .	0,14	0,09
NiO . . . . .	0,41	0,14
MgO . . . . .	49,61	45,60
CaO . . . . .	Spuren	0,23
Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O . . . . .	—	0,06
Glühverlust . . . . .	1,11	2,13
Hygrosk. Wasser . . . . .	0,15	0,22
Summe . . . . .	99,89	99,55

Serpentine. Der weit verbreitete Serpentinisierungsprozeß führt oft zur Umwandlung des ursprünglichen Gesteins in Serpentin, der im Peridotit-

körper häufig mehr oder weniger scharf umrissene Gänge bildet. Der Hauptbestandteil dieses Gesteins — der Serpentin — wird durch Antigorit oder Chrysotil vertreten. Weiter sind Magnetit, Chromit und auch Picotit, Hornblende u. a. zu nennen.

Magnetit-Enstatit-Gesteine (Sagvandite). Dieses interessante Gestein bildet einen breiten Streifen innerhalb der gewöhnlichen Peridotite. Es besteht aus einem rhombischen Pyroxen, der Enstatit nahe steht, Magnetit, Chlorit, Talk, Hornblende und Olivinresten. In mineralogischer und struktureller Beziehung ist die Ähnlichkeit dieses Gesteines mit dem Sagvandit von Norwegen bezeichnend.

Chlorit-Amphibol-Gesteine und Pyroxen-Granat- und Pyroxen-Chlorit-Gesteine. Alle diese Gesteine wurden in den Serpentinien angetroffen. Ihre Charakteristik wird mitgeteilt.

Pyroxenite und Wehrlite. Diese Gesteine treten nur in der südlichen Kontaktzone des Rai-Iz-Massivs, und zwar zwischen den Peridotiten und Gabbro-Amphiboliten auf. Die Pyroxenite und Wehrlite sind mit bloßem Auge kaum voneinander unterscheidbar. Als das Hauptmineral erscheint monokliner Pyroxen. Bei den Wehrliten gesellt sich dazu noch Olivin. Kennzeichnend für die genannten Gesteine von Rai-Iz ist das mehr oder weniger ständige Vorhandensein von Hornblende. In dem geologischen Auftreten der Pyroxenite ist eine gewisse Ähnlichkeit zu den Verhältnissen bei den südlicheren uralischen Massiven zu beobachten.

Ganggesteine. Sie sind verschiedenartig. Verf. beschreibt folgende Ganggesteine:

- a) Gangpyroxenite und Ganghornblendite,
- b) Hornblende, Gabbro-Pegmatite,
- c) Ganggabbro,
- d) Plagioklasite: Albitite und Oligoklasite,
- e) Hornblende-Diabase.

Gabbro-Amphibolite und Gabbro. Anstatt Pyroxen tritt bei den Gabbro-Amphiboliten als farbiges Mineral meist eine grüne Gabbro-Hornblende auf. Die Amphibolisierung des Gesteines wird in manchen Fällen mit einer Zersetzung von Feldspat begleitet. In anderen Fällen bleibt der Feldspat dagegen vollkommen frisch. Die Zusammensetzung des Feldspates wechselt von Anorthit bis Andesin-Labrador. Oft wurde Quarz beobachtet, der bisweilen zusammen mit einem sehr basischen Plagioklas vorkommt. Die Struktur der amphibolisierten Gesteine ist kristalloblastisch, sonst ist sie eine typische Gabbrostruktur.

Kristalline Schiefer. Nach der Struktur sind die kristallinen Schiefer des untersuchten Gebietes ziemlich verschiedenartig. Dagegen herrscht in ihrer mineralogischen Zusammensetzung große Einförmigkeit. Man beobachtet hier folgende Mineralien: Albit, Chlorit, Aktinolith oder blaugrüne Hornblende, Epidot und Zoisit, Muscovit, Quarz, manchmal Carbonate und in einigen Fällen Granate.

Die Beziehungen des Rai-Iz-Massivs zu den anderen Gabbro-Peridotit-Massiven des Ural. Das beschriebene Rai-Iz-Massiv weist viele verwandte Züge mit den südlicheren Gabbro-Peridotit-Massiven des

platinführenden Ural auf. Die Hauptähnlichkeit besteht in der Assoziation der Peridotitgesteine mit solchen vom Gabbrotypus. Jedoch sind auch gewisse Unterschiede geologischen, petrographischen und mineralogischen Charakters vorhanden.

Platinführung: Die Platinschürfungen am Rai-Iz-Massiv sind vorläufig negativ verlaufen. Nur an einer Stelle wurde Platin festgestellt (0,8 g/t).

Die besprochene Arbeit bildet einen wichtigen Beitrag zur Kenntnis der uralischen Peridotit-Massive, die wegen ihrer Platinführung von größter wirtschaftlicher Bedeutung sind.

Das Werk enthält viele Zeichnungen und schöne Mikroaufnahmen.

**N. Polutoff.**

### Niederländisch-Indien.

**Lacroix, A.:** La constitution minéralogique et chimique des laves tertiaires, quaternaires et modernes de Sumatra. (Bull. volcanol. N.os 19 à 22 (1929). Resina (Napoli) 1933. \*53\*—\*56\*.)

Erste Mitteilung des Verf.'s über Ergebnisse seiner Reise durch Sumatra im Jahre 1929 (vgl. Ref. dies Jb. 1933. III. 315), auf der er zahlreiche Proben von Effusivgesteinen gesammelt hat, die zurzeit auf ihre mineralogische und chemische Zusammensetzung untersucht werden. Hier wird eine Übersicht der verschiedenen Typen gegeben. Vier Gruppen werden unterschieden und mineralogisch und chemisch kurz skizziert.

Die Rhyolithe tragen, nach ihrem Chemismus beurteilt (Parameter 1. 4. 2. 3.), monzonitischen Charakter und schwanken nach den shoshonitischen Daciten hin. Mineralogisch lassen sich diese von den ersteren nicht trennen.

Die dacitischen Gesteine fallen nach der Nomenklatur des Verf.'s unter dessen Dacitoide. Sie können andesinisch oder labradorisch sein. Ihre äußersten Parameter sind: (1) II. 4. 2(3). '4 und II. 4'. (3)4. '4. Aus dem ersten ist ersichtlich, daß die Gesteine reicher an farbigen Bestandteilen sind als die Rhyolithe. Diese Mineralien sind Augit, Hypersthen und sehr häufig Hornblende.

Die Andesite unterscheiden sich in qualitativ mineralogischer Hinsicht in keiner Weise von vorgenannten Gesteinen. Sie enthalten alle 9,5—4,3 % virtuelle freie Kieselsäure, aber einige auch Olivin. Die Plagioklase sind basischer als in den vorigen Gruppen. Es handelt sich um labradorische und ausnahmsweise bytownitische Andesite  $\alpha$ , mit den äußersten Parametern: II. 4(5). 4'. 4 und II. 5'. 4. 4(5).

Die Basalte enthalten nicht mehr als 2,8 % virtuelle freie Kieselsäure, ihr virtueller Plagioklas 66 % Anorthit. Im Gegensatz zu den Andesiten ist ihr Gehalt an farbigen Gemengteilen 46 %. Die Parameter sind: III. 5. 4. 4. Man hat es also mit einem Basalt  $\alpha$  zu tun.

Die genannten Gruppen bilden in chemisch-mineralogischer Beziehung eine auffallend zusammenhängende Reihe, die besonders durch den Gehalt aller Gesteine an freier Kieselsäure charakterisiert ist, der mineralogisch nur in den Rhyolithen zum Ausdruck kommt. Des weiteren zeichnen sich die



Gesteine durchweg durch die Häufigkeit zonaler Feldspaterstlinge — ein besonderes Charakteristikum der zirkumpazifischen Gesteine — und, wie diese, durch einen hohen Gehalt an Hypersthen aus. **F. Musper.**

**Harloff, C. E. A.:** Over een nog onbekende pseudomorfose naar andalusiet in een contactgesteente van Borneo. [Über eine noch unbekannte Pseudomorphose nach Andalusit in einem Kontaktgestein von Borneo.] (De Mijning. 14. Bandoeng 1933. 121—124. Mit 3 Mikrophotos.)

Ein Andalusithornfels aus Borneo nicht näher bekannten Fundorts wird beschrieben, worin mehr oder weniger vollständige Pseudomorphosen von Korund + Sericit nach Andalusit vorkommen. Das Ausgangsgestein kann kein einfaches Tonsediment, muß vielmehr ein ziemlich reines Alumo-hydrosilikat gewesen sein, und zwar sehr wahrscheinlich eine bauxitische Ablagerung, die viel Kaolinit und verwandte Silikate (Hydrargillit) besaß.

Verf. vertritt die Auffassung, daß die nahezu reinen Korundfelse in Borneo aus Ablagerungen reiner Bauxitknollen entstanden sind, während die auch noch mit Kaolinit und Hydrargillit vergesellschafteten Knollenlager zuerst durch thermische Metamorphose in Andalusithornfelse und später durch Pneumatolyse in Korund-Muscovitaggregate umgewandelt wurden, worin Andalusitrelikte noch die ursprüngliche Zusammensetzung verraten.

**F. Musper.**

**Escher, B. C.:** De travertijn-heuvels van Koeripan. [Die Travertinhügel von Kuripan.] (Tropisch Nederland. 5. Amsterdam 1932. 195—199 u. 211—213. Mit 9 Photos u. 1 Blockdiagramm.)

Bei Kuripan in der Nähe von Buitenzorg (Westjava) erheben sich aus fast ebener Umgebung ein flacher und zwei steile, aus Travertin bestehende Hügel. Sie danken ihre Entstehung dem Niederschlag von Aragonit aus warmem,  $\text{CO}_2$  und  $\text{H}_2\text{S}$  führendem und mit  $\text{CaCO}_3$  gesättigtem Wasser. Diese Gase werden auf Vulkanismus zurückgeführt. Der nächstgelegene Vulkan, der Salak, liegt aber 30 km südlich davon. Kalksedimente befinden sich im Untergrund dieses Gebiets. Das Wasser tritt, durch Gase getrieben, in verschiedener Höhe, 7—20 m über dem Fuße der Hügel, aus Kanälen aus.

Als merkwürdig werden feine Rippeln beschrieben, mit denen offenbar die Abhänge aller Travertinhügel besetzt sind und die anscheinend überall dort entstehen, wo übersättigte Lösungen in einer dünnen Lage abfließen. Verf. möchte diese Bildungen mit BEUMÉE (vgl. Ref. über J. G. B. BEUMÉE, Richelvorming bij kalkafzettingen, dies Jb. 1933/34. III) nicht auf Algentätigkeit zurückführen, sondern rein mechanisch erklären. Wenn Algen vorkommen, dann siedeln sich diese vorzugsweise auf den kleinen Kalkwällen an, an denen in erster Linie  $\text{CO}_2$  dem Wasser entweicht.

Es wird empfohlen, die Hügel als Naturdenkmäler zu schützen.

**F. Musper.**

Witkamp, H.: De kalkbergen van Koeripan. [Die Kalkberge von Kuripan.] (Tijdschr. Kon. Nederl. Aardr. Gen. 2de ser. 33. Leiden 1916. 417—423. Mit 1 Karte u. 2 Photos.)

Beumée, J. G. B.: De kalkheuvels van Koeripan en hun vegetatie. [Die Kalkhügel von Kuripan und ihre Vegetation.] (Handel. 3de Nederl.-Ind. Naturwert. Congr. Buitenzorg 1924. 145—181. Mit 10 Photos.)

### Indien und Indochina.

**Burri, C. und H. Huber:** Geologie und Petrographie des jungvulkanischen Gebietes am Lower Chindwin (Upper Burma). (Schw. Min.-Petr. Mitt. **12**. 1932. 286.)

Burma zerfällt geologisch von W nach O in 4 große Zonen:

1. Die Arakan-Küste, bestehend aus den im wesentlichen miocänen Pegu Series (Lattorfien—Burdigalien).
2. Die Arkan Yoma, eine Aufwölbung des eocänen und cretacischen Untergrundes (Paläocän—Ludien, Kreide).
3. Das Tertiärbecken, ein im W und O durch ungefähr parallele Bruchzonen abgegliedertes Einbruchsfeld, bedeckt mit den miocänen Pegu Series und den pliocänen Irrawaddy Series (Helvetien).
4. Das Shan-Plateau, aufgebaut aus archaischen Gneisen (Magok-Serie) und darüberliegenden silurischen bis carbonischen Kalken. An einigen Stellen finden sich lokale Ablagerungen jurassischer Sedimente.

Der Vulkanismus des Gebietes ist an das tertiäre Einbruchsbecken gebunden. Er gehört dem Alter nach teils in die Kreide (Negrais-Schichten), reicht aber auch bis hinauf ins Helvetien. So überdecken im Lower Chindwin die vulkanischen Tuffe teilweise die Irrawaddy Series.

Die Eruptivgesteine des Lower Chindwin-Gebietes lassen sich zweckmäßig in 6 Gruppen einteilen:

1. Liparite.
2. Andesite.
3. Basalte (Analyse, Mineralanalyse von Olivin).
4. Ultrabasische Gesteine (endogene Auswürflinge) (2 Analysen, Mineralanalyse von Phlogopit).
5. Tuffe.
6. Exogene Auswürflinge mit vorwiegend dioritischem bis quarzdioritischem Mineralbestand.

Zur Feststellung des provinziellen Charakters werden 26 Analysen der Literatur entnommen, die sich größtenteils auf jungvulkanische Gesteine Hinterindiens beziehen.

Die Provinz zeigt typisch pazifische Grundtendenz, die durch Assimilation von Kalk und Quarz nicht wesentlich verändert wurde. Daneben macht sich in den ultrabasischen Auswürflingen eine Anreicherung von Hornblende geltend, die eine Tendenz zu alkalreichen Bildungen zeigt.

Die jungen Eruptivgesteine von Lower Chindwin bilden mit den vulkanischen Gesteinen von Teng Yüeh in Yünnan (China) über die Basalte von Mingin Range und Tawnaw nach dem Mt. Popa bis hinunter nach Nordsumatra eine große Provinz, die in starkem Gegensatz steht zu den

typisch atlantischen Gesteinen, die an der Grenze der jungen Formationen gegen das alte Shan-Plateau emporgedrungen sind. **W. Minder.**

**Chatterjee, S. K.:** Petrology of the igneous rocks from the West Gir Forest, Kathiawar, India. (Journ. of Geol. 40. 1932. 154—163.)

Die indische Provinz Kathiawar bildet eine Halbinsel zwischen dem Golf von Cutch und Cambay an der Westküste von Indien. Die zentralen Teile des Gebietes haben die höchsten Erhebungen. Nach S schließen sich niedere Ketten vulkanischer Gesteine an. Von diesen ist die Junagarh-Kette die bedeutendste. Südöstlich von ihr beginnt die Gir-Kette, die sich auf 20 bis 30 Meilen in östlicher Richtung erstreckt.

Die Gesteine bilden Extrusionen oder Kleinintrusionen, die mit zwei Ausnahmen basisch sind und in ihrer Altersstellung den Trappen von Dekkan entsprechen. Anders als bei diesen ist aber hier das Vorkommen normaler Kegelvulkane, die Vergesellschaftung der basischen Laven mit sauren, besonders nach oben hin, und das Vorkommen zahlreicher basischer Gänge.

Basalte treten gegenüber Doleriten zurück. Sie sind gewöhnlich holokristallin, führen jedoch gelegentlich dunkles Glas. Olivin ist nur als Einsprengling häufig. Sind Feldspatmikrolithe reichlich vorhanden, so bilden sie eine Art filziger Masse. Blasenräume sind häufig. Sie führen Kieselsäure und Chlorit, Prehnit, Heulandit und Pyrit. Die Feldspateinsprenglinge sind oft beträchtlich umgewandelt, in einem Fall zeolithisiert. Proben von Barpatoli zeigen Palagonit. In den Basalten von Asodrili Nes westlich River Raval finden sich in der Grundmasse Oligoklasmikrolithe.

Die Pyroxenandesite führen Einsprenglinge von Andesin. Ihre Grundmasse ist bräunlich, außerordentlich feinkörnig, mehr oder weniger hyalopilitisch und enthält zahlreiche Feldspatmikrolithe, sowie körnigen Magnetit und Augit. Das Gestein ist stark blasig. Die Hohlräume sind mit Kalkspat und anderen Mineralien gefüllt. Zeolithe fehlen jedoch.

Die Dolerite sind mit zwei Ausnahmen typische Olivindolerite. Manche sind nicht porphyrisch und so grobkörnig, daß sie als ophitische Gabbros bezeichnet werden können. Pikritische Gesteine sind ebenfalls vorhanden (nördlich Alvani). Bei den anderen können zwei Typen unterschieden werden. Der eine kann auf Grund der chemischen Analyse als „gesättigt“ bezeichnet werden, da er eine kleine Menge normativen Quarzes besitzt, trotzdem etwas Olivin vorkommen kann. Der Typ ist reich an  $TiO_2$  und weniger deutlich porphyrisch. Die Pyroxene sind meist Enstatit-Augite. Die Kennzeichen dieses Typs stimmen nahe mit denen der doleritischen und basaltischen Ströme der Dekkan-Trappe überein. Der zweite Typ ist deutlich porphyrisch mit reichlichem Olivin. Er unterscheidet sich von den Dekkan-Trappen durch einen  $Cr_2O_3$ -Gehalt. Chloritisierung ist bei allen Doleriten häufig, lokal tritt Uralitisierung auf.

In den Gabbros fehlt Olivin. Die Plagioklase sind zonar von 60—70% An. Die Pyroxene haben meist einen Hornblenderand.

	Analysen.						
	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	48,18	50,47	46,90	48,53	47,50	51,39	48,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	13,51	13,10	14,29	13,81	17,12	15,06	15,86
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	3,26	0,43	1,82	1,90	2,77	3,24	6,01
FeO . . . . .	8,29	10,06	8,31	7,69	7,68	7,97	5,07
MnO . . . . .	0,46	0,35	0,27	0,90	0,15	0,27	—
MgO . . . . .	7,01	11,06	8,95	11,20	4,00	6,66	5,76
CaO . . . . .	10,67	10,94	13,29	10,46	8,37	8,49	9,27
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,65	0,97	1,59	1,83	5,75	2,17	2,97
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,50	1,24	0,56	0,59	0,64	1,14	1,66
H <sub>2</sub> O + . . . . .	1,14	0,24	2,89	2,91	1,96	1,51	1,43
H <sub>2</sub> O — . . . . .	0,37	0,06	—	0,39	1,04	—	0,34
TiO <sub>2</sub> . . . . .	2,98	0,98	0,82	0,06	1,37	0,62	3,76
NiO . . . . .	Sp.	0,08	Sp.	—	—	—	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	—	0,08	—	—	—	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,60	Sp.	0,40	—	Sp.	0,20	—
Cl . . . . .	0,03	—	Sp.	—	—	0,03	—
CO <sub>2</sub> . . . . .	—	—	0,10	—	1,50	1,32	—
Summe . . . . .	99,65	100,02	100,19	100,27	99,85	100,07	100,27

1. Dolerit bei Khambha.
2. Grober Olivindolerit, Hügel bei Sonaria und dem Wege ost-südöstlich von Salwa.
3. Olivindolerit, östlich Asodriali bei River Raval.
4. Olivindolerit, südlich Kapuria Nes.
5. Oligoklasbasalt, westlich River Raval (2 Meilen östlich Asodriali Nes).
6. Gabbro, Südende von Nandivela.
7. Zersetzter Pyroxenandesit, wenig westlich von Ambliala (alles Anal. des Verf.'s).

Von sauren Gesteinen findet sich im NW des Gebietes sphärolithischer Granophyr mit korrodierten Quarzeinsprenglingen, mit umgewandelten Orthoklasen und mit Oligoklas. Ferner treten bei Bhanaj Nes ganz saure Gesteine (82—88 SiO<sub>2</sub>) mit wenig Feldspat, sekundärem Glimmer und Zirkon auf. Anzeichen von sekundärer Verkieselung sind vorhanden. Im O des Gebietes finden sich Gänge von Pechstein und Rhyolith, ähnlich denen, die im N in den Osham-Bergen vorkommen. **Cissarz.**

**Gubler, J.:** Sur l'âge des séries éruptives de l'Indochine méridionale (Cambodge et Cochinchine à l'ouest du Bassac). (C. R. 197. 1933. 456.)

Verf. hat zwischen dem Golf von Siam im W und dem Becken des Tonlé Sap im O seit 1929 die Stellung der Eruptivserien untersucht. Die Granite nehmen dreierlei geologische Stellungen ein. Die alten Granite sind stark mylonitisiert, manchmal rekristallisiert und können in Orthogneise übergehen. Von S nach N bilden sie ein Massiv im S von Kpg. Speu und die Basis der Schuppen südwestlich Battambang. Anfangs ist es ein leukokrater Granit

mit Amphibol. Andere Granite und Pegmatite mit Amphibol, viel weniger zermalmt, durchdringen die vorpermischen Gabbros und Amphibolite, mit welchen sie gefaltet worden sind. Sie entstanden also im Nachdevon und Vorperm. Dieser Granit tritt bei Taken und in der Gegend von Pailin zutage. Weiter bestätigt Verf. das postliassische Alter gewisser Granite. Bei Triton konnte der Kontakt dieses Granits mit den horizontalen Bänken mesozoischen Sandsteins beobachtet werden. Von demselben Alter sind außerdem die Granite von Chaudoc, phnom Angkor (Takéo), isolierte Hügel von Kpg. Speu, Kchol, Kpg. Chhnang und von Chantaboun in Siam. Petrographisch unterscheidet sich dieser Granit von den vorhergehenden durch die Gegenwart eines grünbraunen Biotits und das Fehlen jeglicher Zermalmung.

Auch die Rhyolithe nehmen verschiedene Stellungen ein. Alte zermalnte und verquarzte Rhyolithe sind an alten Granit gebunden. Ihre untere Grenze ist unscharf. Jedenfalls sind sie älter als die Quarzite. Man findet sie sporadisch in dem untersuchten Gebiet. Sie sind immer zerrieben. Postpermische Rhyolithe haben sich wenigstens in zwei Perioden ausgebreitet: in der Trias, ehe der Granit hervordrang, und später im Lias. Ein sehr saurer Typ ruht auf Kalken des oberen Perms bei phnom Lagnet nahe bei Pailin. Auch bildet er den Ngat, Banan und Tippedey. Auf die sauren Rhyolithe folgen mit sehr seltenen Phenokristallen von Orthoklas porphyrische Rhyolithe. Die einen wie die andern haben die polygenen Breccien der Trias gebildet.

Die Dacite stehen zwischen den vorpermischen Andesiten und den Rhyolithen, welche sie durchdringen. Die Dacittuffe von Kpg. Chhnang enthalten viele Andesitbruchstücke.

Die Gabbros und Diorite begleiten Mikrogabbros, Dunite, Pyroxenolithe, Orthoamphibolite und Dolerite. Dieser Komplex durchdringt die mindestens devonischen, sandigen Schiefer. Quarzdiorite finden sich am Granitkontakt. Quarzdoleritgänge durchdringen den Granit. Bei Taken in der Provinz Kampot bilden Gabbro und sein Gefolge eine beständige Zone, die man in der Provinz Pursat und in der kristallinen Zone von Pailin wiederfindet, wo sie gefaltet wurden, gleichzeitig mit den Schiefeln, welche sie durchdringen. Der mittlere Typ ist ein sehr dunkles, körniges Gestein, das Olivin einschließt, am meisten Augit und Hypersthen.

Ebenso wie die Rhyolithdecken den Aufstieg des Granits begleiten, sind die Andesite an Gabbro und Diorite gebunden. Ihre untere postdevonische Grenze kann an zahlreichen Punkten, wo sie die sandige Schieferserie durchdringen, festgestellt werden. Aber wie die intrusiven Gabbrogesteine streng vorpermisch sind, so ist es möglich, daß die Andesitausbrüche sich bis in das Perm verfolgen lassen. Sie marmorisieren die Kalke an gewissen Stellen, die permisch sind. Die Andesite haben mikrolithische und porphyrische Fazies; manchmal sehen sie aus wie Melaphyre, wie bei Srê Chipou im S und Chinieng östlich Pailin.

Die Basalte sind bisher immer für quartär gehalten worden. In Cambodge sind sie längs den SO—NW-Brüchen verteilt. Die Hauptzentren sind im SO und NW Tatey und Veal Veng, am Hang des Golfes von Siam, Samlot, Pailin und Tasen im W von Battambang.

Die Geschichte der Intrusivgesteine ist also folgende: Vorhercynische Bildung eines Granitbatholithen mit Rhyolithgängen, dann ein identisches saures Magma, dem Gabbro und Andesite folgten; im Mesozoicum, nach größeren Bewegungen, wurden größere Granitmassen in einer hinfort stabilisierten Gegend abgesetzt und nur noch vertikalen Dislokationen unterworfen. Auf den letzteren konnte dann das basaltische Magma emporsteigen.

**M. Henglein.**

**Lacroix, A.:** Les roches éruptives potassiques, leucitiques ou non, du Tonkin occidental. (C. R. 197. 1933. 625.)

Es besteht ein großer Unterschied zwischen den subalkalischen Gesteinen des größten Teils von Indochina und den alkalischen, die im äußersten NW von Tonkin, zwischen dem Schwarzen Fluß und Lao Kay, vorkommen. Man lernte hier hyperalkalische Granite mit Riebeckit und Ägirin kennen, die älter sind als die großen neotriassischen Überschiebungen. Sie zeigen alle Spuren einer mechanischen Deformation. Im Massiv von Fan Si Pan sind sie intensiv ausgewalzt und einer teilweisen Gneisrekristallisation unterworfen worden. In Beziehung zur Überschiebungszone zwischen Binh Lu und Laichau finden sich auf über 100 km andere alkalische Eruptivgesteine, intrusiv oder gangartig, manchmal auch vulkanisch in Begleitung von Tuffen. Charakteristisch für all diese Gesteine ist der Kaligehalt und ihre bemerkenswerte Frische.

Eine Syenitserie ist ziemlich verbreitet; ein hololeukokrater Typ geht in Granit über; ein Nordmarkit, dann verschiedene Syenite mit Diopsid, in den einen Biotit und schwarzer Granat, in den andern Biotit und Hornblende. Ein Typ mit Diopsid, Biotit und Olivin bildet in dieser Kaliserie den Homologen des Kwellit, der in der Natronserie des Syenits im südlichen Norwegen vorkommt. Die Parameter dieser drei immer reicher an schweren Mineralien werdenden Gesteine sind:

I (II).5.1 (2).3; II.5.1.3'; III.5.1.(2) 3.

Diese Granite und Syenite werden von zahlreichen Minettegängen mit Diopsid, mit oder ohne Olivin, von verschiedener Struktur durchschnitten, die aber nicht frisch sind, insofern ihre Pyroxene verkalkt sind und das Gestein mit Calcit imprägniert ist. Obwohl keine Analyse möglich, sind die veränderlichen Parameter II—II.5.1—2.2—3. Dazu treten noch kiesel-säurearme Typen, wie Nephelinsyenite. Shonkinit und Mikroshonkinit enthalten manchmal wenig Ägirin. Ihre Parameter sind 'III.(5) 6.1.3; III.6.(1) 2.3.

Ein sonderbarer Tinguait, dessen Feldspat fehlt, ist das einzige natronreichere Gestein. Es werden ferner schwarze, basaltische Gänge erwähnt, die beim ersten Anblick für Minette gehalten werden könnten. Ihre Parameter sind: III.'6.1.(2) 3[1.3.2.'2] und III.5'.1.3[(1) 2.'3.2.'2]. Diese Gesteine sind reich an Phenokristallen von Olivin, Diopsid und Biotit und haben als mikrolithischen Feldspat Orthoklas und Leucit. Nach der chemischen Zusammensetzung nähern sie sich dem Jumillit, aber ihr Kieselsäuregehalt ist geringer. Mineralogisch unterscheiden sie sich durch den stark veränderlichen Glimmergehalt. Verf. schlägt dafür den Namen Cocit nach dem

Fundort Pia Coc vor. In der Kaliserie der Phonolithe entsprechen sie dem Murit.

Ein dem Absarokit nahestehendes Gestein, jedoch mit syenitischen Feldspatverhältnissen, hat den Parameter III.5.2.2 (3) [1(2) 2'.2.'2].

Ein intrusiver Dolerit ist reich an Phenokristallen von Augit und Olivin und wird als doleritischer Ankaramit, der dem Ozeanit nahesteht, bezeichnet. Parameter IV.5.4.0 [I (II).3 (4).1'.1 (2)]. Das Gestein ist arm an Alkalien, unterscheidet sich durch seinen melanokraten Charakter von allen Doleriten der kalkalkalischen Serie von Indochina.

Die Kaliserie erinnert an die gewisser Gegenden von Montana. Der Leucit ist bis jetzt in Asien nur an den Laven der Schwarzmeergrenzen bei Trapezunt beobachtet worden und ein Tinguait mit Pseudoleucit vom Urmia-See in Persien und in Shansi.

#### M. Henglein.

**Fromaget, Jacques:** Sur la présence des roches intrusives alcalins dans la zone charriée néotriasique des plateaux calcaires du Tonkin occidental. (C. R. 197. 1933. 651.)

Die zwischen Binh Lu und Laichau [siehe vorstehendes Referat] auftretende Alkali-Intrusivserie war in Indochina nur in dem kleinen Gebirge des Khao Poum bekannt. Es wurde ihre Existenz nunmehr auch zwischen Ban Nam Cuong an der chinesischen Grenze und Khao Poum an fünf Hauptstellen ermittelt.

1. Im Khao Poum gehen normale Syenite in Kalk-Alkalisyenite über. Sie treten in gefalteter Trias unterhalb der norischen Kalkgeröllen zutage. Amphibolite und Glimmerquarzite zeigen die Gegenwart des kristallinen Substratums in geringer Tiefe an. Diese Syenite machen den Eindruck eines Lakkolithen.

2. Bei Ihin Pa Chai finden sich Minetten in Porphyriten und Triaschiefern, ohne in die norischen Gerölle einzudringen, die hier das Substratum der Kalkdecken bilden.

3. Die Gesteine der Gegend von B. Nam Cai Meo, die Minetten, Tinguait und Biotittrachyte, bilden Gerölle oder große, durch Gießbäche abgerollte Blöcke auf dem Westhang des Phou San Cap, einem ganz aus Noricum bestehenden Gebirge, dessen rote Erde und Gerölle alle anderen Formationen verdecken, auch die Alkaligesteine.

4. Die Serie Sin-Cao-Tu-Ko Pin tritt zwischen Phou Sam Cap im W und von Binh Lu im O unter der neotriassischen Decke auf, welche leicht metamorphosiert erscheint. In der Achse der Decke sind die Gesteine körnig, nämlich Alkaligranite, Syenite, Minette; Mikrosyenite und Trachyte sind sehr selten. An den Grenzen der Decke bestehen die Gesteine aus Absarokit usw., besonders aus Ergußprodukten, wie Trachyten und Tuffen. Diese Serie ist stets von norischen Geröllen des Phou Sam Cap bedeckt und ruht außerdem auf der schieferigen oder älteren, sandigen Trias. Die Serie wäre wie ein Lakkolith eingeschaltet in dem neotriassischen, gefalteten Gebäude.

5. Die Gruppe von Pin Chai-Pu To, welche immer die Decke der Neotrias trägt, scheint sich zwischen ein kristallines Substratum mit Amphiboliten und die schieferige Sandtrias der Nord- und Ostgrenze der Geosynklinalen

von Laichau zu legen. Auf einem Durchmesser, der nicht unter 3 km für die körnigen Gesteine heruntergeht, umfaßt er hyperalkalische Granite, welche die überschobenen Kalke marmorisiert haben, der Shonkinit von Pu To.

Die alkalischen Intrusionen sind gleichaltrig und jünger als die Bildung der Decken.

M. Henglein.

### Japan.

**Kōzu, Shukusuké and Bumpei Yoshiki:** Mica basalt from Mutsuré-jima. (Proc. imp. acad. Tokyo. 9. 1933. 265—268.)

Am westlichen Eingang der Shimonoseki-Straße liegt die kleine Insel Mutsuré-jima, auf der ein Basaltstrom, dessen Alter nicht ganz genau bekannt ist, auf tertiären Sedimenten ruht.

Der Basalt hat deutliche Blasentextur. In den Hohlräumen findet sich brauner Glimmer und feine Hornblende. U. d. M. besteht das Gestein aus Einsprenglingen von Olivin (33 FeO) und Feldspat (74 An). Die Grundmasse besteht aus Augit (30 CaFeSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub> + 70 CaMgSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>), Feldspat (69 An) mit einer äußeren Rinde (6 An).

Der braune Glimmer ist auf Grund seiner thermooptischen und mikroskopischen Eigenschaften Phlogopit, die Hornblende basaltische Hornblende.

Die chemische Analyse entspricht — mit Ausnahme eines höheren Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Gehaltes — der der Basalte vom Boden des Pazifik und der der Dekkan-Trappe.

Cissarz.

**Sugi, Ken-ichi:** On the metamorphic facies of the Misaka series in the vicinity of Nakagawa, Prov. Sagami. (Jap. Journ. of Geol. a. Geogr. 9. Tokyo 1931. 87—142. 3 Taf. mit Mikrophotos.)

Gesteine der Misaka-Serie — einer Folge miocäner, submariner vulkanischer Gesteine, z. T. begleitet von normalen Sedimenten — sind intrudiert von präpliocänen, intermediären bis sauren Plutoniten. Im Kontakt einer großen Quarzdioritmase wurden verschiedene Fazies metamorpher Gesteine angetroffen. In dem nichtmetamorphen Teile der Misaka-Serie treten basische vulkanoklastische Gesteine und Laven andesitisch-basaltischer Natur auf, deren Plagioklase z. T. zeolithisiert sind. Die metamorphen Umwandlungen zeigen sich in verschiedenen Graden: Grünschiefer, Aktinolithgrünschiefer mit Übergängen zu Amphiboliten und diese selbst. Einschlüsse im Quarzdiorit zeigen sich in Amphibolite und Hornfelse umgewandelt. Betroffen worden sind basische, andesitisch-basaltische, vulkanoklastische Gesteine und Laven, Diabase, Augitfelse, saure Andesite u. a. Über alle Umwandlungen werden die petrographischen Charakteristika und Analysen gegeben.

Mechanische Deformation (Überschiebungsdruck) ist die Hauptursache der Umwandlung. Die Aktinolithgrünschiefer, wie die eigentlichen Grünschiefer, seien bereits metamorphosiert vor der Quarzdioritintrusion, wogegen Amphibolite und verwandte Gesteine Wirkung des Quarzdioritkontaktes seien. Die verwickelten metamorphen Erscheinungen haben sich in relativ kurzer geologischer Zeit zum Schluß des Miocäns abgespielt.

Erich Kaiser.



## Afrika.

**Bourcart, Jacques et Georges Choubert:** Sur quelques roches éruptives et cristallophyliennes amenées par le Trias d'Ouezzan (Maroc). (C. R. 198. 1934. 960.)

Die Gesteine und ihr Auftreten stimmen überein mit denen des Beckens von Tafna und anderen algerischen Gebieten, welche L. GENTIL (Thèse, Alger 1902, 210) beschrieben hat.

1. Leukokrate, alkalische Granite mit chloritisierendem Biotit oder Muscovit, albitisiert und sericitisiert; leukokrater Alkalimikrogranit mit poikilitischem Quarz; rekristallisierte Kalkalkaligranite, die in Orthogneise mit mehr oder weniger granoblastischer Struktur und Feldspatresten übergehen, bald mit Muscovit, bald mit Biotit oder endlich mit Klinochlor, aber allgemein ziemlich leukokrat; leukokrater, albitisierter Syenit mit teilweise chloritisierendem Biotit; Monzonite mit Amphibol, mit und ohne Biotit; leukokrater Quarzdiorit schwach granoblastisch und ein Diorit mit Augit und Biotit; Gabbro, bald sericitisiert mit Augit und Hornblende, bald mit frischen Feldspäten (Bytownit), aber auch mit uralitisierendem Augit.

2. Gneis und Leptynite mit Granat und Sillimanit, Gneise mit Korund und Orthoamphibolite.

3. Verschiedene Episyenite, die aus der Umbildung von Monzoniten, Dioriten oder ophitischen Gabbros hervorgegangen zu sein scheinen; mehr oder weniger zersetzte Ophite und ein Hauynphonolith. Diese Gesteine zeigen oft Spuren zweier verschiedener Metamorphosen, die durch ein Zermalmungsstadium getrennt sind. Die eine Metamorphose, die der Zermalmung vorausging, hat Tiefencharakter und gab Veranlassung zu granoblastischen Graniten, Gneisen und Amphiboliten. Die nach der Zermalmung gebildeten Mylonite zeichnen sich durch Rekristallisation des zermalmten Quarzes, Albitisation und Sericitisierung der Feldspäte, Chloritisierung von Biotit und durch das Auftreten neuer Mineralien, wie verschiedene Chlorite, Prehnit, Epidot, Calcit, Oligist usw., aus.

Die Gesteine der zwei ersten Serien gehören dem kristallinen Sockel an, wahrscheinlich auch die Diorite und Gabbros, die GENTIL in Algier als posttriassisch bezeichnet hat. Die Gesteine der dritten Serie sind keineswegs in normaler Lagerung, von den Ophiten abgesehen. In der Gegend von Djebalas, wo die Eokreide weithin zutage austritt, durchdringt sie kein Eruptivgestein. Außerdem zeigt ihr Basiskonglomerat an gewissen Stellen Gerölle von Doleriten. Die letzte Umwandlung dieser Gesteine ist auf aufeinanderfolgende Prozesse zurückzuführen: schwache, wahrscheinlich allgemeine Metamorphose, die älter als die Trias und jünger als die Sericitschiefer ihrer Basis zu sein scheint; dann Einwirkungen der Pneumatolyse oder sogar der Autopneumatolyse und hydrothermalen Vorgänge. Die letzteren wären im ganzen oder teilweise die Ursache des tertiären orogenetischen Kreislaufs.

**M. Henglein.**

**de Regny, P. Vinassa:** Contribuzioni alla conoscenza della Geologia della Libia.

**Franchetti, S.:** Sopra alcune rocce eruttive dalla Tripolitania. (Beide im „Boll. soc. geol. ital. 51. 1932.)

Im N von Tripolitanien, und zwar von Tuil Chmir bis nach Soffegin, ferner weithin bis in den südlichen Teil im Djebel Soda liegen zumeist in Kreidesedimenten Gänge und kleinere Lakkolithen von Basalt und Phonolith. So steht im Wadi Lella eine mächtige Basaltmasse nebst zwei kleineren an; die gleichen Gesteine lassen sich weiterhin an der Straße nach Mizda zu sowie östlich von Mizda verfolgen. — Die Basalte sind, wie aus der Beschreibung hervorgeht, zumeist Alkaligesteine: So bilden Nephelinbasalte mit den Hauptgemengteilen, Olivin, Pyroxen, Nephelin und etwas Glas, Lakkolithe im Wadi Lella, etwas oberhalb Tescia, zwischen Gharian und Mizda. Nebengemengteile sind in den dichten schwarzen Gesteinen Magnetit und der Hohlräume erfüllende Calcit. Folgende Vorkommen werden als Plagioklasbasalte bezeichnet:

1. Von Gharian, im W der Höhe 31. Hauptgemengteile sind hier: Pyroxen, auch Titanaugit, Labradorit und Olivin; Glas fehlt; akzessorisch ist Magnetit und Calcit.
2. Westlich von Mizda liegt ein Übergang in Nephelinbasalt vor.
3. Von dem Vorkommen aus dem Djebel Soda liegt keine eingehendere Beschreibung vor: Der hier gesammelte Basalt entstammt dem Gebirgsabschnitt Bir Kateifa—El Kaf.
4. Aus der Senke von Bir Kateifa.
5. Von Mateiba es Socla, sowie von Tegerrri zwischen Murzuk und Tumo.

Interessant sind hydrothermale Bildungen, die ihre Entstehung dem Basalt verdanken. So sind die benachbarten Kalksteine mit Knöllchen erfüllt, die innen aus Chalcedon bestehen und nach außen in radialstrahlige Quarzaggregate übergehen; außerdem sind die Kalke an der Basaltgrenze rot gefärbt.

Außerdem werden alkalitrachytische Gesteine aus der Nachbarschaft der Höhe 31 bei Gharian beschrieben: Hierher gehört ein lichter heller grünlichgrauer trachytoider Phonolith mit weißen Feldspateinsprenglingen: Seine Grundmasse besteht aus fluidal gerichteten Feldspatleistchen, die zumeist Orthoklas sind; darin liegen noch Säulchen von Nephelin, sowie Ägirinaugit und braune nicht näher bestimmte Hornblendekriställchen; spärlicher Magnetit und farbloses Glas vervollständigen das Gesteinsbild. — Derselben Lokalität entstammt ein Alkalitrachyt von bläulichgrauer Farbe mit gleichfalls filziger Grundmasse und spärlichen Orthoklaseinsprenglingen. Außer den vorherrschenden Orthoklasleistchen führt sie häufig Pyroxene, die zwischen Augit und Ägirinaugit variieren; dazu tritt spärlicher Magnetit. Plagioklase und Nephelin fehlen völlig.

So geben die beiden referierten Arbeiten einen kurzen, freilich nur vorläufigen Bericht, der jedoch die erste Grundlage einer petrographischen Erforschung dieser Gesteine darstellt.

**K. Willmann.**

**Wilcockson, W. H.:** On an Area of Ultrabasic Rocks in the Kassala Province of the Angola-Egyptian Sudan. (Geol. Mag. 70. 1933. 305—320. Mit 2 Textfig. u. 1 Taf.)

Die Kassala-Provinz liegt im ägyptischen Sudan bei etwa 13° 30' nördl. Breite und 35° östl. Länge; sie wurde von W. H. TYLER geologisch aufgenommen und petrographisch vom Verf. beschrieben.

Die ältesten Gesteine dieses Gebietes sind umgewandelte Sedimente, Schiefer und Phyllite. Ultrabasische Gesteine sind in diese alten Schichten eingedrungen, und zwar Gabbros, uns heute als Serpentine, Talkcarbonate und Quarzcarbonate vorliegende stark veränderte Gesteine. Im W der Provinz steht Granit an, im SO werden große Gebirgsmassen von jüngeren Intrusionen gebildet, die einer Zusammensetzung zwischen Diorit und Gabbro entsprechen. Der weitaus größte Teil jedoch ist von Baumwollpflanzungen bedeckt, so daß Aussagen über die geologische Struktur des Gebietes nur unter starkem Vorbehalt gemacht werden können.

Das allgemeine Streichen der basalen Schiefer weicht von der Nordrichtung etwa 20—30° östlich ab. Parallel zur Streichrichtung wurden die Erstarrungsgesteine gefördert. Die Folge des geologischen Geschehens ist etwa:

7. Ablagerungen der Baumwollpflanzungen
6. Neuere Intrusionen (Diorite und Gabbros)
5. Intrusionen der Ban-Balos-Granite, begleitet von Quarzriffbildung und Silifizierung der Serpentine
4. Faltung des Gebiets
3. Intrusion der Beila-Granite mit Serpentinisierung, danach Carbonatbildung in den ultrabasischen Gesteinen
2. Intrusion der ultrabasischen Gesteine und älteren Gabbros
1. Ablagerung der basalen Schiefer.

Die basalen Schiefer sind grüne Quarz-Chloritgesteine, die gelegentlich Epidot, Calcit und Cordierit enthalten. Weiter im W sind plattige, granatführende Hornblendeschiefer anstehend.

Der normale Serpentin ist ein massiges grünes Gestein, das vermutlich früher einmal ein Dunit war; es kann darin die Maschenstruktur zersetzter Olivinkristalle festgestellt werden. An manchen Orten ist der Serpentin zu gelbbrauner, von dunklen Adern durchzogener Gesteinsmasse verwittert; an diesen Stellen treten auch Talk- und Carbonatgesteine auf. Antigorit ist in dem frischen Gestein ein häufiges Mineral. An Erzen wird Magnetit und Chromit stellenweise in größeren Mengen angetroffen.

In großen Linsen von grüner bis gelbbrauner Farbe stehen die Talkcarbonate an, deren Zusammensetzung etwa den folgenden Verhältnissen entspricht:

	%
Talk . . . . .	33—49
Magnesit . . . . .	55—42
Andere Bestandteile . . . . .	12—9.

Alle diese großen Massen der Talk-Carbonatgesteine haben einen Kern von Quarz-Carbonatgestein. Aus dem mikroskopischen Bild wird geschlossen, daß der Quarz in diesen Carbonaten eine spätere Bildung ist. Es hat auch darüber hinaus in dem ganzen Gebiet eine Silifizierung stattgefunden.

Die älteren Intrusionen von Gabbro stehen gewöhnlich in Kontakt mit Serpentin; eine genaue Altersbestimmung ließ sich nicht durchführen. Das Gestein ist grobkörnig, teilweise erreichen die Komponenten eine Größe von 2—3 cm. Auch hier hat eine starke Zersetzung stattgefunden, die Anlaß zur Entstehung mancher besonderen Minerale im Gestein gab. Carbonatbildung hat jedoch dies Gestein nicht betroffen.

Von den westlichen Graniten sind zwei Intrusionen bemerkenswert, von denen die eine gefaltet ist, während die andere, jüngere einer Faltung nicht unterlag. Beide Intrusionen entstanden nach der Bildung des Serpentins. Die Kontaktgesteine dieser Granitstöcke sind überall von den Baumwollpflanzungen verdeckt. Es konnten lediglich drei Gesteinsstücke gefunden werden, die eventuell der Kontaktzone entstammen.

Eine Gruppe von Hügeln wird von Gabbros jüngeren Datums gebildet, die unter anderm basischen Plagioklas und Diallag enthalten. Einige vom normalen Gabbro abweichende Typen werden in seiner Nähe gefunden, so z. B. ein Hornblendepikrit. Auch Gänge von Basalt, Dolerit und Riebeckit-trachyt werden in dem östlichen Teil der Kassala-Provinz angetroffen. Ein porphyrtartiger Spilitgang durchsetzt die basalen Schiefer und an der Oberfläche eines Serpentinausbisses wurde ein limburgitähnliches Gestein erkannt.

Schließlich werden der Arbeit noch Überlegungen über die Genese der Serpentine und Talkcarbonate hinzugefügt und Parallelen zu andern Gebieten gezogen.

**O. Zedlitz.**

**Sandford, K. S.:** Lower Tertiary Rocks in the Province of Berber, Anglo-Egyptian Sudan. (Geol. Mag. 70. 1933. 301—304. Mit 1 Textfig.)

In der Umgebung von Berber und Atbara am Nil wurden kieselsaure Gerölle gefunden, deren Herkunft von speziell örtlichem Interesse ist. Es werden weitere Fundpunkte dieser Gerölle angegeben und ihre Bedeutung für das geologische Bild dieser Gegend besprochen.

**O. Zedlitz.**

**Holmes, A. & H. F. Harwood:** Petrology of the volcanic fields east and south-east of Ruwenzori, Uganda. (Q. J. G. S. London. 88. 1932. 370—442. Mit 2 Taf. u. 4 Textabb.)

Im Untersuchungsgebiet kann folgende erdgeschichtliche Gliederung durchgeführt werden:

6. Tuffe, Aschenkegel und Blasenlava in 4 Eruptionsbezirken: post-mittelpleistocän
5. Kaiso-Schichten, Süßwassersedimente und subaquatische Vulkan-tuffe: ? pliocän—mittelpleistocän
4. Kisegi-Schichten: ? miocän—pliocän
3. Bukoba-, Butologo- und Mitiyana-Sandstein
2. Karagwa—Ankolean-System
1. Basale kristalline Schiefer und ältere Granite.

Die Eruptivbezirke von 6 werden durch folgende Ortsnamen (von N nach S geordnet) gekennzeichnet: I. Fort Portal, II. Kyatwa, III. Kikorongo-Katwe, IV. Kichwamba.

I. Die Blasenlava vom See Kyekora wird auf Grund des chemischen und mineralogischen Befundes mit dem Turjait von Kola verglichen.

II. Die Lapilli von Kyatwa sind Melilithbasalt.

III. Am Nyamunuka-Krater steht Leucitit-Tuff (vergleichbar dem Gestein des Monte Jugo, Italien) an, sowie Kali-Ankaratrit, der einem Vorkommen von Trapezunt nahesteht. Dieselbe Gesteinsart findet sich auch am Chambuga-Krater. Vom Kikorongo-See stammt Melilith-Leucitit, Melilithbasalt-Tuff und in Blöcken Leucit-Ankaratrit und Biotit-Pyroxenit. Bei Naluziguti fand sich perowskitführender Kali-Nephelinit. Am Katwa-See Melilithbasalt, Bomben verschiedener Leucitarten und Auswürflinge, die auf mehrere Untergrundgesteine zu beziehen sind.

IV. Der südlichste Bezirk lieferte Melilithbasalt-Tuff und Bomben von Olivin-Leucitit.

Nach allen diesen Funden, die durch 12 Analysen illustriert werden, handelt es sich um eine einheitliche komagmatische Region mit der Sukzession Biotitpyroxenit-(Melilithbasalt)-Leucitgesteine. Diese Typenvergesellschaftung wird vom geochemischen Standpunkte aus diskutiert. Gegenüber granitischen Magmen fällt der Reichtum an Ti, Cl, P, Ba und Sr auf, während Li, B, Be fehlen. Auch gegenüber basaltischem Magma besteht ein auffallender Reichtum an P, Ba und Sr, sowie an F. Dagegen verhält sich die Gruppe der Kimberlite geochemisch ähnlich, namentlich im Hinblick auf die Gehalte an BaO und SrO. (Ganz allgemein gilt die Regel, daß die Gehalte an BaO und SrO parallel mit denjenigen an CaO und K<sub>2</sub>O gehen, Ausnahmen von ihr können verschiedene Ursachen haben.) Sr steckt wohl in den Pyroxenen und Amphibolen, ferner im Apatit und Melilith. Der Reichtum an den beiden Elementen kann im Falle der Kimberlite nicht von Einschmelzmaterialien herrühren, sondern muß zum primären Charakter eines tiefsitzenden ultrabasischen Magmas gehören, das nicht mit Lherzolith oder Harzburgit übereinstimmt, da dort ein Minimum an jenen Gehalten herrscht. Auch die Zurückführung der vorliegenden Vergesellschaftung auf basaltisches Magma ist nicht möglich, zumal im Hinblick auf die Leucitgesteine. Vielmehr wird eine Hypothese aufgestellt, wonach von einem primären peridotitischen Magma ausgegangen wird, das schon bei frühzeitiger Differentiation bis zur Bildung von Nephelingesteinen führte, wobei der Druck zu gering war, als daß Kimberlite hätten entstehen können. Das schnell aufsteigende Magma soll das Glimmerperidotitstadium passiert haben und Ausscheidungen von Olivin und später von Enstatit zurückgelassen haben. Beim letzten eruptiven Aufstieg soll allerdings infolge Konzentration flüchtiger Bestandteile örtlich höherer Druck aufgetreten sein, der die vulkanischen Explosionen ermöglichte.

**Wetzel.**

**Jérémine, E.:** Note sur quelques roches de la Colonie de Kénya. (C. R. 198. 1934. 838.)

Zwischen Timboroa und Eldoret, sowie an den Seen Naivasha, Nukuru und Narasha hat Arambourg vulkanische Gesteine auf der Durchreise durch die Kolonie Kenya gefunden. Vom Naivasha-See haben verschiedene Autoren Komendite, die Ägirin und Riebeckit enthalten, und Paisanite mit

Barkevikit, Arfvedsonit und manchmal auch Änigmatit beschrieben. Auf einer kleinen Insel desselben Sees hat ARAMBOURG in den Tuffen Blöcke einer Lava mit Olivinkristallen gefunden, die von einem Glas mit sehr langen Plagioklasmikrolithen umgeben und ophitisch mit Augit vergesellschaftet sind. Diesem auf den Ozeaninseln häufigen Typus hat A. LACROIX den Namen Ozeanit gegeben.

Am Nairasha-See bei Timboroa kommt ein sphärolithischer Phonolith vor, der gebändert ist. Die geschmolzenen Teile der Bänder enthalten Feldspatsphärolithe mit einer Gruppierung im Innern von Ägirin und Änigmatit in pökilitischer Verwachsung. Die freien Enden der Sphärolithe sind in farbloses Glas und Analcim eingeschlossen, umgebend Kristalle von Nephelin.

Ein besonderer Phonolithtyp kommt zwischen Timboroa und Eldoret vor, der charakterisiert ist durch Nephelin und Sphenkristalle. Er enthält auch Ägirin, Hedenbergit und Änigmatit. Nephelin kommt in kleinen regelmäßigen Kristallen auch in der Grundmasse vor.

Ein weiterer Phonolith mit großen Nephelinkristallen ist frei von ägirinartigem Hedenbergit. Er enthält in der Grundmasse Ägirin, Kataforit, Änigmatit und einen grünlichen Natronamphibol. PRIOR hat diese Phonolithart als Losugutatyp bezeichnet.

Vier neue Analysen von F. RAOULT sind beigegeben:

	Magmatische Parameter
1. Ozeanit, See Naivasha . . . . .	IV (V).1(2).4.1.2(5.4.3)
2. Sphärolithischer Phonolith, ebendaher . . .	'II.(5)6.1'. <sup>4</sup>
3. Porphyrischer Phonolith, 28 Meilen südlich Eldoret . . . . .	II.6.1.4
4. Porphyrischer Phonolith, 18 Meilen südlich Eldoret . . . . .	I (II).(5)6.1(2). <sup>4</sup>

**M. Henglein.**

**Arambourg, C.:** Les formations éruptives du Turkana (Afrique Orientale). (C. R. 198. 1934. 671.)

Die Hügelkette der Ebene von Turkana, welche im W den Rodolphe-See auf mehr als 200 km begrenzt, besteht aus Bergen, die 1800 m Höhe nicht überschreiten und aus vulkanischen Gesteinen zusammengesetzt sind. Die wichtigsten sind das Massiv von Lodwar und das Gebirge von Losodok, das Massiv von Muruanachok, die Muruerisberge, das Luburgebirge, das Gebirge von Lokwanamur und Kaiserin, das Massiv von Lorienatom und Angmanang. Die drei letzteren gehören ins Gebiet des englisch-ägyptischen Sudans.

Überall, wo das Substratum nicht von rezenten Alluvionen oder Dünen bedeckt ist, sieht man Konglomerate, Sandsteine und Arkosen, die Verf. die Luburserie nennt. Auf dieser liegen die vulkanischen Massen. Die Hügel sind nur die Reste einer alten und umfangreichen Eruptivdecke, die heute freigelegt und vergleichbar ist mit der Bedeckung des abyssinischen Massivs oder der Plateaus von Kenya.

Die Eruptionskanäle der Ergüsse bleiben, von einigen Ausnahmen abgesehen, unbestimmt. Topographisch sind die Gebirgsgänge gegen O steil

abfallend, gegen W sanfter. Es werden drei aufeinanderfolgende und durch ihre Magmen verschiedene Eruptionsphasen unterschieden. Die erste Phase brachte Basaltergüsse verschiedener Fazies, die man an der Basis der Eruptivserie von Losodok, des Lodwarmmassivs, der Murueris und des Lubur antrifft. Im Lodwarmmassiv und in den Luburbergen sind sie manchmal von Basaniten oder Basanitoiden begleitet.

Die zweite Serie besteht aus hyperalkalinischen Phonolithen. Sie befinden sich stratigraphisch über den Basalten im Losodok, bei Lodwar und auf der Westseite der Murueris. In dem kleinen isolierten Massiv von Muruanachok, welches ein selbständiges Eruptivzentrum zu sein scheint, liegen die Phonolithe direkt auf dem detritischen Untergrund der Luburserie.

Die beiden ersten Serien sind weitgehend verwittert. In ihren Hohlräumen und Spalten kommen Chalcedon und Quarz vor, in den Basalten auch Calcitkristalle und die Zeolithe Stilbit, Heulandit und Analcim.

Die dritte Phase ist vollständig rhyolithisch und hyperalkalin. Sie liegen über den vorigen Gesteinen auf den Westhängen der Murueris, im Muruanachok und im Lorientom. Sie bilden die Hauptmasse des letzteren Massivs, sowie des Kaiserin und Lokwanamur. Gegen S und in der Verlängerung dieser Massive bilden Ergüsse derselben Natur die Krone des Gebirges Moruanysigar, an der Grenze von Uganda.

Diese magmatische Aufeinanderfolge ist ganz vergleichbar mit der von GREGORY in Kenya unter dem Namen Laikiplaserie bekannten. Beide Eruptionen fanden im unteren Miocän statt. Die großen Einstürze, die den Rodolphe-See bildeten, sind jünger als die Rhyolithe von Turkana.

#### M. Henglein.

**Jérémine, E.:** Roches volcaniques de la bordure occidentale du lac Rodolphe. (C. R. 198. 1934. 673.)

Von der Verf. wurden die vorher genannten Gesteine mikroskopisch und chemisch untersucht. Sie gehören zu den Familien der Rhyolithe und Mikrogranite, der Phonolithe und Nephelinmikrosyenite und der Basalte. Die Gesteine wurden oft von Gängen durchsetzt.

Die Rhyolithe sind arm an Barylithen und sind Komendite. Die vulkanischen Gläser derselben Familie sind manchmal reich an Barylithen (Anal. 1, Kaiserinmassiv) und sind Pantellerite.

Die Phonolithe werden durch porphyrische Typen mit Sanidinphenokristallen und solchen von Nephelin, Abdrücke von Ägirin dargestellt. Sie sind manchmal von Natronamphiboliten begleitet, die oft reich an Ägirin sind (Anal. 2, Muruanachok). Unter den Mikrosyeniten, die nephelinreich sind und in Trachyte übergehen, ist eine kristalline Abart mit abgeplatteten Feldspäten nach *g'* sehr häufig. Das sind mikrolithische Sölvbergite. Ein Tinguait wurde am Fuße des Muruanachokmassivs gefunden.

Die Gesteine von basaltischer Fazies sind reich an Analcim und weisen, wie die Analysen 3—6 zeigen, einen geringen Mangel an Kieselsäure auf. Die porphyrischen Arten mit großen Augit- und Olivinkristallen sind allgemein reich an Barylith und werden als Ankaramite und Ankaramit-

Ozeanite (Berge Lubur, Murueris, Lodwar, Anal. 3) bezeichnet. Sie sind von aphyrischen oder doleritischen Basalten begleitet. Die Ergüsse zwischen Lorienatom und Murueris bestehen aus Laven mit großen und zahlreichen Phenokristallen von Plagioklas (Anal. 4). Die Grundmasse ist in Eisenhydrate umgewandelt und von sekundärem Quarz imprägniert. Dieses Gestein war ursprünglich ein Andesit (Anal. 7, Kakalai).

Die Massive von Lodwar und Losodok sind am differenziertesten. Der Posten ist auf einer Lava von ordanchitischer Fazies erbaut, die sich aus zwei aphyrischen Basaltergüssen heraushebt, reich an Augitmikrolithen und Biotitplättchen ist. Die Analyse 5 zeigt, daß es sich um einen basanoidischen Basalt handelt. Bei Losodok finden sich Basalte, reich an kleinen Phenokristallen von Plagioklas, Olivin und Augit, die an die Laven des Vulkans Gravenoire in der Auvergne erinnern.

Körnige Gesteine wurden nur in Form von Gängen oder in abgerollten Blöcken angetroffen. Ein Essexit des Massivs der Luburberge gleicht dem Berondit durch seine langen Prismen von barkevikitischer Hornblende, aber sein Plagioklas ist von Orthoklas umgeben. Von den Blöcken wird ein Shonkinit, bestehend aus automorphen Nephelinkristallen, Orthoklas, Ägirin und Arfvedsonit, erwähnt. Durch Verwitterung wurde seine chemische Zusammensetzung in die eines Nephelinsyenits umgewandelt (Anal. 8, Lodwar).

Die Basalte sind, wie im Aufsatz vorher erwähnt, von Zeolithen durchzogen und manchmal vollständig imprägniert. Zu den Erwähnten ist noch Mesotyp hinzuzustellen.

Die beigegebenen 8 Analysen von F. RAOULT sind neu.

#### M. Henglein.

**Denaeyer, M. E.:** Sur la composition chimico-minéralogique des roches basiques, intrusives ou métamorphique, du Kasai (Congo belge). (C. R. 198. 1934. 956.)

Die basischen Eruptivgesteine des südöstlichen Teiles des Kasaibeckens bestehen aus Hypersthengabbro mit körniger oder ophitischer Struktur und aus Doleriten, die manchmal in Basalt übergehen. Diese sind meist stark silifiziert. Die Gabbros enthalten monokline und rhombische Pyroxene, die in mikroperthitische oder mikropegmatitische Gruppen sich zusammenschließen können, und akzessorisch aus grüner Hornblende und Biotit. Auf diese Gesteine beziehen sich Anorthosite, Ariegite und ein Spessartit. Diese Gesteine leiten sich aus einem Magma her, das reich an Magnesium ist, wie die magmatischen Parameter nach den Analysen von F. RAOULT zeigen:

- a) Gabbro  $\alpha$  mit Hypersthen, Kamwangafuß  
III [5.4.(4)5.] [1(2).1.2.2] An 63 %
- b) Dolerit  $\beta$ , Mpokofuß  
III [5.3'.4(5).] [2.1.2.3] An 46
- c) Basalt  $\beta$ ; Zusammenfluß von Tshibaie-Lubilash  
III [5.3.(4)5.] [2.1'.2.3] An 32
- d) Spessartit  $\alpha$ , Kanda-Kanda  
III [5.(3)4.4'.] [2.1.2.3.] An 54
- e) Ariegit, Sakapendafluß  
IV(V) [5.'5.0] (1)2.2.1'.1'. An 100



Mit diesen Intrusivgesteinen kommen verschiedene Amphibolite vor. Die einen führen Quarz und Feldspat, die andern Feldspat und Granat. Der Granat bildet Phenoblasten. Man erkennt auch häufig einen farblosen Diopsid in feinen Blättchen und akzessorisch Hypersthen. Der Diopsid kann vorherrschen. Das Gestein geht dann in einen feldspathaltigen Pyroxenit mit sehr feinem Korn über, der kleine Lamellen von braunem Biotit einschließt. Alle Bestandteile dieser Abarten sind rekristallisiert, autoblastisch und sehr frisch. Man erkennt auch sehr verschiedene Plagioklase darin. Sie scheinen die Reste von Gesteinen (Gabbro und Dolerit) zu sein, die in diese Amphibolite und metamorphen Gesteine umgewandelt wurden.

Aus einer weniger tiefen, metamorphen Zone erwähnt Verf. einen Orthoamphibolit und Zoisit von nematoblastischer Struktur, der große Phenoblasten von Granat enthält. Der Zoisit bildet lange Prismen. Die Parameter (i) sind immer die eines Gabbros.

f) Orthoamphibolit mit Quarz und Feldspat, Fluß Kadenga-Ndenga

III [4(5). '4.4'] [(1)2.1.2.3.] An 55 %

g) Orthoamphibolit mit Feldspat und Granat, Tal von Lukulu

III [5.(3)4.4(5).] [2.1.2.3] An 53

h) Orthopyroxenit, mit Quarz, Feldspat und Biotit, Einsturz von Luisa

III [4'.4.3(4).] [1(2).1.2.'3] An 82

i) Orthoamphibolit mit Zoisit und Granat, Dorf Mpagi

III [5.4.(4).5] [2.(1)2.2.3.] An 65

j) Amphibolit, in den ein Mikrogranit eingedrungen ist zwischen dem Bach Kashibwe und dem Dorf Mwine Mpamba

II'. '4. '3.3.(4). [2'.1.2.4.] An 39

k) Mikropegmatitischer Granitoid mit Amphibol und grünem Biotit, nördlich des Dorfes Bena Kasenga

I(II).4.'2.'4.[2'.1.2.4] An 14

Die Parameter von j sind die eines Granodiorits, die von k die eines akeritischen Granits.

Der Berg Musungu bei Satshigoia besteht aus einem Gestein, das dunkelrot ist und eine mittlere bis feine Struktur aufweist. Es besteht aus xenomorphem grünroten Granat, Magnetit und einem stark gefärbten, subautomorphen Hypersthen. Diese Mineralien sind unregelmäßig in Quarz verteilt, der aus Gängen stammt.

**M. Henglein.**

**Amstutz, A.:** La structure géologique du Mayombe dans le Bas Congo. (Schw. Min.-Petr. Mitt. 12. 1932. 234. Mit Profiltafel.)

Der Name Mayombe umfaßt einen Gebirgskomplex, der sich von den Stromschnellen des Congo längs der atlantischen Küste bis an die Grenze von Gabon hinzieht. Geologisch bildet dieser Komplex einen Teil der gefalteten Umgrenzung des Kongobeckens.

Abgesehen von cretacischen und eocänen Sedimenten, lassen sich im Mayombe 4 Gesteinsserien unterscheiden:

1. Der kristalline Sockel, bestehend aus granitischen Gesteinen, welche in Fenstern zutage treten.

2. Ein kristalliner Komplex, der größtenteils aus regionalmetamorphen Abbauprodukten des darunter liegenden Granitsockels hervorgegangen ist und sich als Glimmerschiefer-, Quarzit- und Gneiskomplex dartut.

3. Die Bembizi-Sékélolo-Serie, bestehend aus detritischen und quarzitischen schieferigen Gesteinen.

4. Das Kalkschiefersystem von Niari, von der Bembizi-Sékélolo-Serie durch ein Basiskonglomerat getrennt.

Das Alter aller vier Komplexe ist noch nicht bestimmt.

Die Komplexe (1—3) werden von zahlreichen Diabasen durchschwärmt, die aber nie bis in das Kalkschiefersystem hinaufreichen. **W. Minder.**

### Nordamerika: Vereinigte Staaten.

**Tarr, W. A. and W. D. Keller:** A post-devonian igneous intrusion in southeastern Missouri. (Journ. of Geol. 41. 1933. 815—823.)

Beim Straßenbau wurde bei Farmington, Missouri eine „Pipe“ eines Intrusivgesteins, das cambrische Sedimente, besonders Lamottesandstein durchsetzt, aufgefunden. Das Gestein ist tiefgründig zersetzt und war wohl ursprünglich peridotitisch. Es enthält zahlreiche Einschlüsse von Sandstein, Schiefer und anderen Sedimenten, Granit, Gneis, Dolomit usw. Ein Teil der Einschlüsse enthält devonische Fossilien. Die Intrusion wird daher ins Oberdevon gestellt. Bisher war nachcambrische Eruptivtätigkeit in diesem Gebiete unbekannt. **Cissarz.**

**Campbell, Jan and John H. Maxson:** Some observations on the arche an metamorphics of the Grand Canyon. (Proc. Nat. Ac. of Sci. of USA. 19. 1933. 806—809.)

Der größte Teil der bisher wenig beachteten archaischen Schichten ist sedimentärer Herkunft. Die Umwandlung soll mehr kontakt- als regional-metamorph sein. Auftreten von Kalksilikathornfelsen! Die Sedimentation sei ziemlich einheitlich gewesen. Die Schrägschichtung deute mehr auf marine, als auf äolische oder fluviatile Ablagerung. **Erich Kaiser.**

**Knight, G. L. and K. K. Landes:** Kansas Lakkoliths. (Journ. of Geol. 40. 1932. 1—15.)

Im Woodson County im südöstlichen Kansas fand in Post-Douglas-Zeit (Oberes Pennsylvanian) magmatische Intrusivtätigkeit statt. Besonders drei ungewöhnlich große Antiklinalen stehen im Gebiete im Zusammenhang mit der Eruptivtätigkeit.

Am Rose Dom wurden Eruptivgänge, teils zutage anstehend, teils in Bohrungen nachgewiesen. Diese Aufwölbung ist im allgemeinen kreisförmig symmetrisch, hat aber an der Nordostseite eine ostfallende Nase. An der Nordseite der Aufwölbung streicht in westlicher Richtung ein Granitporphyr-gang entlang, der die umgebenden Sedimente auf kurze Erstreckung umgewandelt hat. Basische Gänge mit Augit und Glimmer, sowie Serpentinmassen wurden hier bei Bohrungen erschlossen. Ferner finden sich Erzvorkommen mit Pyrit, Quarz, Bleiglanz und Zinkblende.

Die Neosho Falls-Kuppel hat elliptische Gestalt. Eruptivmaterial wurde zwar hier auch nicht in Bohrungen beobachtet, jedoch spricht nach Ansicht der Verf. eine Verkiezelung der umgebenden Sedimente unter Zufuhr von Magnetit, untergeordnet von Epidot, Pyrit und Kupferkies für ein Vorhandensein von Eruptivmaterial in der Tiefe.

Die Verf. nehmen daher an, daß sich im Woodson County und den angrenzenden Gebieten in der Tiefe ein Muttermagma befindet, von dem aus Aufstülpungen in die überlagernden Schichten drangen, wodurch diese aufgewölbt wurden. Im Anschluß an die Verfestigung wurden die Sedimente durch hydrothermale Lösungen umgewandelt. Das Alter dieser Intrusion kann jedoch nicht mit Sicherheit festgelegt werden.

**Cissarz.**

**Lamey, Carl A.:** The intrusive relations of the Republic granite. (Journ. of Geol. 41. 1933. 487—500.)

Das untersuchte Gebiet, das zum präcambrischen Lake Superior-Gebiet gehört, führt an Eruptivgesteinen Granit, Diorit, Diabas und Grünstein, an Sedimenten und metamorphen Gesteinen des Hurons Konglomerate, Quarzite, Grauwacken, Schiefer, Dolomite und die Eisengesteine. Daneben finden sich wenige paläozoische Sedimente. Die huronischen Gesteine werden vielerorts von Granitgängen durchzogen. Im zentralen Teil des Gebietes intrudierte ein Granit, der starke Kontaktmetamorphose bewirkte.

Dieser Granit ist grobkörnig und porphyrisch, in der Randzone oft feinkörnig. Vorherrschender Feldspat ist Mikroklin neben Mikroperthit und saurem Plagioklas. Biotit und Muscovit sind vorhanden. Als Akzessorien finden sich, besonders in pegmatitischen Zonen: Molybdänglanz, Pyrit, Magnetkies, Kupferkies, Magnetit, Turmalin, Granat, Apatit, Flußspat, Zirkon, Titaneisen.

Die Grenzbeziehungen zwischen Granit und den huronischen Sedimenten wechseln von Ort zu Ort. Entweder handelt es sich um scharfe Grenzen mit deutlicher Kontaktmetamorphose oder um Lit-par-lit-Injektionen mit gneisähnlichen Übergangszonen, oder um diskordanten Verband quer zum Streichen oder um Granitgänge in den Sedimenten. Verf. beschreibt verschiedene dieser Kontaktzonen im einzelnen.

Der Granit durchbrach Unter-, Mittel- und Oberhuron. Im S des Gebietes liegt Potsdam-Sandstein auf dem Granit. Er ist daher post-oberhuronisch und prä-potsdam. Es gab wohl nur eine Intrusionsphase. Verf. bezeichnet den Granit als „Republic Granit“.

Verf. versuchte ferner, den Intrusionsmechanismus des Granits mittels der Methoden von Cloos zu bestimmen, trotzdem solche Bestimmungen hier mangels guter Aufschlüsse nicht ganz sicher sind. Die Einschlüsse und Schlieren zeigen aber allgemein nordwestliches Streichen und steiles nordöstliches Einfallen, die beiden Hauptabsonderungen streichen nordwestlich und nordöstlich. Die Mehrzahl der Gänge streicht nordöstlich. Diese Bestimmungen deuten auf nordwestlich gerichteten Streß. Sie stimmen gut mit den allgemeinen strukturellen Beziehungen des Gebietes des Oberen Sees überein.

**Cissarz.**

**Landes, K. K., B. Parks & V. E. Scheid:** Magnet Cove, Arkansas. (Guidebook 2. XVI. Intern. Geol. Congr. Washington 1932. 104—112.)

Magnet Cove ist eins von den merkwürdigen zylindrisch-schalig aufgebauten Vorkommen starker und mannigfach differenzierter Natrongesteine mit erheblichen Assimilationsmerkmalen, wie sie z. B. durch die bekannten Namen: Alnö, Almunge, Granitberg (DSWA), Pillansberg u. a. Orte in Transvaal gekennzeichnet sind. Der Intrusivkomplex von Magnet Cove hat einen elliptischen Umriß von 4,6 : 3 km. Er liegt in stark gefalteten Silur-, Devon- und Carbonegesteinen, von denen auch zahlreiche Schollen im Innern des Stockes als Einschlüsse liegen. Diese sowie die nächste Umgebung sind stark kontaktlich verändert. Unter den meist ringförmig verteilten Gesteinstypen sind zu nennen: Nephelinsyenit, Shonkinit, Ijolith, Biotitjololith, Jacupirangit, Leucitporphyr, Monchiquit, Tinguait. **H. Schneiderhöhn.**

**Hoffmann, Malvin G.:** Structural features in the Columbia River lavas of central Washington. (Journ. of Geol. 41. 1933. 184—195.)

Alle Laven des Columbia River-Gebietes sind Basalte. Ihre durchschnittliche Zusammensetzung ist: Labrador 52 %, Augit (wahrscheinlich Pigeonit) 39 %, Olivin 4 %, Magnetit 3 %, Glas 2 %. Alle Mineralien sind noch frisch und unverändert. Die Struktur der Basalte ist jedoch in der ganzen 1900 Fuß mächtigen Serie wechselnd. Alle Übergänge zwischen Glas und holokristallinen Strukturen sind vorhanden. Auch in den mittelkörnigen Vorkommen ist stets noch etwas Glas vorhanden. Große Teile der Basalte sind blasig und führen in den Blasenräumen Opal, Calcit und Zeolithe. Die Struktur der mittelkörnigen Vorkommen ist ophitisch, die der feinkörnigen bis glasigen körnig, filzig oder porphyrisch.

Besonders auffallend sind die verschiedenartigen Absonderungsarten der Basalte des Columbia River-Gebietes. Lokal ist säulenförmige Absonderung besonders deutlich. Die Dicke der Säulen beträgt 1—3 Fuß, ihre Länge bis zu 60 oder 70 Fuß. Ihre Außenseite ist meist wellig. Sie sind ferner durch horizontale bzw. senkrecht zur Längsachse ziehende Risse gekennzeichnet. An der Basis von Strömen, wo die Lava über Hindernisse floß, sind die Säulen manchmal fächerförmig angeordnet. Der Durchmesser solcher Zonen übersteigt aber im allgemeinen 300—400 Fuß nicht. Fächer finden sich auch an solchen Stellen, an denen die Lava infolge hoher Viskosität plötzlich abgebogen wurde. Wo die Laven Schlote füllen, finden sich rosetten- oder hufeisenartige Anordnungen der Basaltsäulen.

An einer Stelle findet sich eine Lavadecke von 175 Fuß Mächtigkeit. Oben und unten treten regelmäßig abgesonderte Zonen auf. Die Zwischenzone ist aber völlig unregelmäßig, da sie nicht einem großen Strom angehört, sondern da sich hier unzählige kleine Ströme und Zungen übereinander legten, die nun jede für sich säulige Absonderung zeigen. Überhaupt finden sich im ganzen Gebiete wenig große mächtige Lavadecken, sondern immer handelt es sich um kleine, geringmächtige Strömchen, die wohl zahlreichen Ausbruchspunkten entstammen.

Die untere Hälfte der Basalt-Zone in Moses Coulee ist deutlich elliptisch, brecciös und schlackig. Der schlackige Teil findet sich meist unten oder oben und ist 5—20 Fuß mächtig. Die brecciösen und die Wollsackströme sind gewöhnlich 50—75 Fuß mächtig. Alle Absonderungsarten gehen entweder langsam oder auch plötzlich ineinander über. Vier Übergangstypen zwischen Wollsackbasalten und Basaltbreccien wurden beobachtet. Im ersten finden sich zwischen den Kissen offene Hohlräume, die eine 2—5 cm dicke glasige Kruste haben. Einige der Kissen haben innerlich Rosettenstruktur. Im zweiten Typus sind die Zwischenräume mit zerbrochenem Basaltglas gefüllt. Manchmal gehört der untere Teil eines Stromes zur ersten Art und geht nach oben in die zweite über. Im dritten Typus sind die Kissen getrennt und von gelbem, zerbrochenem Glas von 1—2 Fuß Mächtigkeit umgeben. Diese Kissen haben auch nicht mehr die typische Tropfenform. Der vierte Typus ist eine Basaltbreccie mit einzelnen Schnüren und elliptischen Basaltmassen, die manchmal mehr oder weniger parallel verlaufen. Die Schnüre sind 2—5 Fuß, die Breccien 5—15 Fuß mächtig.

Verf. glaubt nicht, daß sich die Wollsackstruktur hier unter Wasser bildete. Säulenabsonderung entstand dann, wenn die Lava vor der Verfestigung zur Ruhe kam. Wollsackstruktur entstand, wenn der größte Teil der Lava während der Verfestigung noch in Bewegung war. Wenn ein Kissen unmittelbar nach seiner Bildung in bezug auf die benachbarten zur Ruhe kam, entstand Typ I. Kühlte die Oberflächenzone soweit ab, daß sie brüchig wurde, so zerbrach bei weiterem Transport der elliptischen Massen ein großer Teil, so daß Typ II entstand. Je weiter die elliptischen Massen rollten, um so mehr wurden sie gerundet und um so größer wurde die Basaltbreccie zwischen ihnen und es entstanden die Typen III und IV. Die Lavaschnüre zwischen den Breccien werden so erklärt, daß die Kissen beim Transport noch flüssige Lava eingeschlossen enthielten, die dann beim Auseinanderbrechen der Kissen die Lavaschmitzen bildete.

**Cissarz.**

**Adams, George I.:** General geology of the crystallines of Alabama. (Journ. of Geol. 41. 1933. 159—173.)

Die kristallinen Gesteine von Alabama treten in NW—SO gerichteten Zonen auf, die zu dem Piedmont-Hochland gehören, das nach NO durch Georgia zieht. Sie sind ein integrierender Teil des Appalachegebietes. Die nordwestliche Grenze ist in nordwestlicher Richtung auf unverändertes Paläozoicum aufgeschoben. Im SW werden die Gesteine von Formationen der oberen Kreide bedeckt. Die Reihenfolge der kristallinen Gesteine wird von NW nach SO beschrieben.

Die Talladega-Serien im NW bestehen aus Schiefen und sericitischen Phylliten, zwischen denen sich lokal Konglomerate, Sandsteine, Kalke, Dolomite, Marmore, Quarzite, Hornsteine, Graphitphyllite und Quarzschiefer befinden. Die Mächtigkeit ist ca. 30 000 Fuß. Die Serien sind auf Paläozoicum aufgeschoben, im SO grenzen sie auf nahezu 100 Meilen Erstreckung an die Hillabee-Schiefer. Das Alter der Schichten geht vom Präcambrium bis zum Pennsylvan. Eruptiva sind nicht vorhanden, jedoch wurden einige Gold-Quarzgänge abgebaut.

Der Hillabee-Chloritschiefer wird als ein umgewandelter Lagergang aufgefaßt, der entlang einer großen Überschiebungsfläche eindrang. Er liegt zwischen den Talladega-Serien und dem Ashland-Glimmerschiefer, der auf erstere von SW her aufgeschoben wurde. Die Zusammensetzung des Ganges war dioritisch, die Mächtigkeit übersteigt lokal 500 Fuß. Das Alter ist postcarbonisch. Goldführende Gänge, die jünger sind als die Schieferung, wurden in ihm abgebaut.

Die Ashland-Glimmerschiefer sind granatführende Biotit- und Muscovitschiefer von wahrscheinlich präcambrischem Alter. Sie enthalten Graphitschiefer, Kieselschiefer, Quarzschiefer und Glimmerquarzite. Cyanitbildung fand lokal statt. Die Mächtigkeit beträgt wohl mehr als 10 000 Fuß. In der Nähe des Hillabee-Ganges finden sich dioritische Intrusionen. Ebenso finden sich Intrusionen des Pinckneyville-Granites und Pegmatite. Mit diesen scheinen die Gold-Quarzgänge in Zusammenhang zu stehen. Im SW treten Granitgneise auf, die alte präcambrische Granitintrusionen darstellen.

Die Wedowee-Formation ist phyllitisch, enthält jedoch Schiefer und Quarzite, Graphit ist an vielen Stellen reichlich vorhanden. Ursprünglich waren die Gesteine wohl Sedimente verschiedener Art. Die Formation wurde offensichtlich auf dem Ashland aufgelagert. Dioritische Intrusionen fehlen, Intrusion des Pinckneyville-Granites fand jedoch statt. Das Alter der Schichten ist nicht einwandfrei zu bestimmen. Der untere Teil gehört wohl ins Cambrium, der obere ins Carbon. Wedowee und Ashland sind wohl Äquivalente des Talladega.

Der älteste Teil des Dadeville-Komplexes besteht aus Gesteinen, die den Ashland-Gesteinen ähnlich sind. Die Verhältnisse werden aber durch zahlreiche Intrusionen unklar. Die älteren Intrusiva sind basisch und hornblendereich (Hornblende-Diorit, Amphibolit, Cortlandit, Diabas, Gabbro, Pyroxenit), die jüngeren granitisch (Sougahatchee-Granit).

Der Opelika-Komplex ist nur 5—6 Meilen breit und enthält ähnliche Muscovitschiefer wie die Ashland-Schiefer. Biotitgneis ist ebenfalls vorhanden. Basische Intrusiva fehlen.

Der Wacoochee-Komplex enthält Schiefer, zwei Quarzitzonen (Hollis-Quarzit) und zwei deutliche Mylonitzonen und eine Zone von Granitgneis, sowie Linsen von Biotit-Augengneis. Am südwestlichen Ende findet sich mit den Quarziten etwas Dolomit (Chewacla-Dolomit).

Der südöstlichste Teil des kristallinen Gebietes, der Uchee-Komplex, ist weitgehend durch Kreideschichten und Terrassenschotter eingedeckt. Im nordwestlichen Teil findet sich Granitgneis, weiter findet sich Biotitgneis mit Granitinjektionen. Lokal ist auch Hornblendegneis vorhanden.

Quer zum Streichen der kristallinen Schichten finden sich einige Gänge von Diabas, die jünger als die Appalachenstruktur und älter als die Oberkreide sind.

**Cissarz.**

**Anderson, Alfred L.:** An occurrences of giant hornblendite. (Journ. of Geol. 41. 1933. 89—98.)

In einem Canyon des Columbia-Plateaus, wenige Meilen westlich der Clearwater-Berge des nördlichen Idaho wurde ein Hornblenditvorkommen

beträchtlicher Größe mit außerordentlich großen Kristallen gefunden. Das Canyon ist 2000 Fuß tief eingeschnitten und hat die metamorphe Unterlage der Deckschichten angeschnitten. In diesen alten Gesteinen tritt innerhalb von Paragneisen der Hornblendit auf. Am Kontakt werden auch die Gneise hornblendereich. Die Struktur ist xenomorph-körnig. Die Kristalle sind durchschnittlich 15 cm lang, nach der Mitte des Vorkommens hin erreichen sie bis 35 cm Länge. Die Zusammensetzung des Gesteins ist mit Ausnahme von Nebengesteinseinschlüssen und Feldspatlinsen gleichmäßig. Letztere sind jünger als der Hornblendit und sind in diesen wohl entlang Spalten eingedrungen. Biotit findet sich im Hornblendit zonenweise, oft nahezu trümerartig.

U. d. M. zeigt sich, daß gewöhnliche grüne Hornblende vorliegt. Daneben findet sich noch Biotit, teils braun, teils grün, akzessorisch Chlorit, Magnetit, Epidot, Pyrit, Zirkon, Rutil oder Titanit. Die hellen Zonen sind fast ganz aus kalkreichem Oligoklas aufgebaut. Eine Verdrängung der Hornblende durch Feldspat hat jedoch nicht stattgefunden.

Die großen Hornblendekristalle deuten darauf hin, daß das Magma reich an leichtflüchtigen Bestandteilen war. Das Gestein wird daher wohl besser als Hornblendepegmatit bezeichnet. Spätere, mehr hydrothermale Lösungen verursachten die Umwandlung des Hornblendits zu Biotit, Chlorit, Magnetit und Pyrit.

Das Gestein gehört zu den Eruptivgesteinen im nördlichen Zentral-Idaho, die durch das reichliche Vorhandensein von Hornblende gekennzeichnet sind. Hornblende-Quarz-Diorite finden sich in der Nähe. Wenige Meilen im O und S liegt der große Idaho-Batholith, der eine hornblende-führende Quarzdiorit-Randzone besitzt. So paßt das Vorkommen des Hornblendits gut in die Differentiationsfolge des ganzen Gebietes. **Cissarz.**

**Hoffmann, Malvin G.:** The geology of Bald Butte ridge, Washington. (Journ. of Geol. 40. 1932. 634—650.)

Die präbasaltische Landoberfläche im südöstlichen Washington zeigte ehemals ein starkes Relief. Als die tertiären Laven extrudierten, füllten sie die Depressionen des Gebietes. Die größeren Erhebungen des Gebietes standen aus diesem Lavameer heraus. Eine solche Insel ist auch das Bald Butte-Gebiet, ein Stock des jurassischen Idaho-Batholithen.

Der Hauptkörper des Stockes wird von einem mittel-grobkörnigen Biotit-Tonalit mit Schlieren eines mittel-feinkörnigen Hornblende-Biotit-Tonalits gebildet. Verschiedene Gänge durchziehen diese Gesteine. Meist sind es Aplitgänge, ziemlich unregelmäßig in ihrer Mächtigkeit, die 400 Fuß erreichen kann, ferner etwas jüngere Gänge von Quarzgabbro, auf die Pegmatit- und Quarzgänge verschiedener Mächtigkeit folgen.

Der Biotit-Tonalit zeigt makroskopisch Paralleltexur. Der Mineralbestand ist 60—72 % Andesin, 12—32 % Quarz, 5—11 % Biotit, etwas Muscovit, akzessorisch Apatit, Zirkon, Magnetit, Rutil und Titanit. Kataklyse ist stellenweise zu erkennen. Der Hornblende-Biotit-Tonalit zeigt auch mikroskopisch Paralleltexur. Seine durchschnittliche Zusammen-

setzung ist: 56 % Andesin, 28 % Quarz, 8 % Biotit, 7 % Hornblende, akzessorisch Magnetit, Zirkon, Titanit, Apatit.

Der Quarzgabbro ist mittel- bis feinkörnig. Seine Zusammensetzung schwankt stark: 10—50 % Augit, 10—41 % Bytownit, 0—60 % Quarz, akzessorisch Zirkon, Apatit, Magnetit, reichlich Titanit. Quarz ist wohl in der Hauptsache sekundär zugeführt und steht im Zusammenhang mit dem Aufdringen der Quarzgänge. Augit ist teilweise uralitisiert oder chloritisiert, lokal epidotisiert. Bytownit ist teilweise in Paragonit, lokal auch in Zoisit umgewandelt.

Die Pegmatite führen Quarz, Orthoklas, Mikroklin und Muscovit.

Die Paralleltextur der Gesteine entstand durch die Magmenbewegung im frühen Stadium der Kristallisation. Die Kristallisationsfolge war: Hornblende-Biotit-Tonalit, Biotit-Tonalit, Aplitgänge, Quarzgabbrogänge, Pegmatitgänge, Quarzgänge.

**Cissarz.**

**Waters, Aaron Clement:** A petrologic and structural study of the Swakane gneiss, Entiat mountains, Washington. (Journ. of Geol. 40. 1932. 604—633.)

Die Entiat-Berge sind ein Teil des Cascade-Gebirges in Zentral-Washington. Im östlichen Teil der Entiat-Berge, dem Chelan-Gebiet, das Verf. besonders untersuchte, bildet der Swakane-Gneis die älteste Unterlage hochmetamorpher Gesteine. Wahrscheinlich im späten Jura drang im Gebiete ein großer Granodiorit-Batholith auf. Es folgt diskordant die meist kontinentale eocäne Swauk-Formation, die von Rhyolith- und Andesit-schloten durchbrochen wird. Im Miocän folgten dann große Basalteruptionen.

Die metamorphen Swakane-Gneise, die in zwei durch einen Graben getrennten Gebieten auftreten, sind in ihrem petrographischen Charakter stark verschieden. Feinkörnige Biotitgneise herrschen vor, daneben finden sich grobe Glimmerschiefer, Marmore, Amphibolite, Hornblendeschiefer, Kalksilikate, Granodiorit- und Quarzdioritgneise.

Paragesteine. In dem hauptsächlich im Gebiet auftretenden Biotitgneis finden sich lokal Linsen von Marmor und Kalksilikaten. Die Linsen liegen konkordant in der Schieferung. Zusammen mit ihnen finden sich Glimmerschiefer und Quarzlinsen, die ebenfalls ursprünglich Sedimente waren. Zwei Arten von Marmor sind zu unterscheiden. Der gewöhnliche ist weiß und grobkristallin. U. d. M. besteht er nahezu ganz aus Calcit mit wenig Plagioklas und Klinozoisit. An anderen Stellen ist der Marmor ungewöhnlich, nahezu glasig erscheinend. U. d. M. zeigen sich Calcitkörnchen von etwa 0,001 mm Größe. Andesin und Klinozoisit sind vorhanden. Zusammen mit diesem Gestein finden sich noch Kalksilikatgesteine. U. d. M. führen sie in der Hauptsache Quarz und Plagioklas ( $An_{35}$ ), die körnige Bänder bilden, die durch schiefrige Linsen von Biotit, Hornblende und Calcit getrennt werden. Granat und Klinozoisit sind reichlich vertreten, untergeordnet Orthoklas, Titanit, Magnetit und Zirkon.

Orthogesteine. Bei den Orthogesteinen des Gebietes handelt es sich im wesentlichen um Granodiorit- und Quarzdioritgneis, daneben um Abkömmlinge basischer Gesteine. Die erstgenannten führen u. d. M. Oligoklas



(An<sub>30</sub>), Quarz, Biotit, Hornblende, Orthoklas, Titanit, Apatit und Magnetit. Die Struktur ist mehr hypidiomorph-körnig als metamorph, trotzdem die Gesteine Kataklaste und in begrenztem Maße Rekristallisation zeigen. Die dioritischen Varietäten sind stärker geschiefert und zeigen deutliche Rekristallisationserscheinungen. An gewissen Stellen läßt sich verfolgen, daß diese Gesteine langsam in die Biotitgneise übergehen, die die Hauptmasse des ganzen Komplexes ausmachen. An der Nordostgrenze der metamorphen Gesteine finden sich Hornblendeschiefer und lokal grobkörnige Hornblende-gneise. Die Gesteine zeigen stets deutlich schiefriige Textur. Sie bestehen aus Hornblende mit Titanit, die Feldspat, Epidot und selten Quarz umranden. Der gesamte Mineralbestand ist: Hornblende, Andesin (An<sub>34</sub>), Epidot, Quarz, Titanit, Orthoklas, Magnetit, Apatit. Hornblende und Feldspat bauen das Gestein zu 90 % auf.

Metamorphe Gesteine unsicherer Herkunft. Über 85 % des Gebietes besteht aus gut geschieferten und feinkörnigen Biotitgneisen, die in Struktur und Zusammensetzung einförmig sind. Eine typische Probe ergab folgenden Mineralbestand: Quarz 43,9 %, Feldspat 41,8 %, Biotit 13,3 %, Muscovit 0,7 %, Akzessorien 0,3 %. Muscovit ist meist etwas reichlicher vertreten. Feldspat ist meist Plagioklas (basischer Oligoklas). Die Struktur ist im wesentlichen kristalloblastisch. Der hohe Gehalt an Quarz und das Zusammenvorkommen mit Marmoren spricht für sedimentäre Herkunft. Dagegen sprechen die Übergangszonen zu den Granodioriten. Verf. ist jedoch trotzdem der Meinung, daß der Biotitgneis ein Paragneis ist, der wohl aus arkoseartigen Sedimenten entstanden ist.

Stellenweise werden die Gneise von pegmatitischen, untergeordnet von lamprophyrischen Gängchen durchadert, deren Grenzen meist auffallend scharf sind. Sie folgen häufig der Schieferung. Kataklastische Deformation ist stets zu beobachten, jedoch nie Rekristallisation. Es gab also drei prätertiäre Intrusionsperioden im Gebiete: 1. Die Intrusion der Granodiorite. 2. Die Intrusion, zu der die Pegmatite gehören. Sie muß jünger sein als die erstgenannte und steht mit dieser in keinerlei Zusammenhang. 3. Die wahrscheinlich jurassische Intrusion des Chelan-Batholithen, die nach der metamorphen Umwandlung der Gesteine erfolgte. Im Miocän erfolgte dann im W noch eine weitere batholithische Intrusion. Außerdem finden sich innerhalb der metamorphen Zone vier stockförmige Serpentinmassen. Es handelt sich bei ihnen um Saxonitintrusionen, die heute im wesentlichen in Talk und Bastit umgewandelt sind. Asbestgängchen durchziehen diese Gesteine.

Bei der Metamorphose des Gebietes sind im wesentlichen zwei Perioden zu unterscheiden. In der ersten erfolgte die Schieferung, auf die dann die Kataklaste erst später folgte. Bei der letzteren wurden flache Verwerfungen gebildet und entlang dieser Verwerfungen entstanden Mylonite.

Die Untersuchung ergab ferner, daß die spättertiäre NW—SO und O—W streichende Auffaltung, die die Hauptachse der Cascade-Berge durchquert, ihre Vorläufer schon in einer prätertiären Umformung entlang derselben Achse hatte.

**Stark, J. T.:** Igneous rocks in the Baraboo District, Wisconsin. (Journ. of Geol. 40. 1932. 119—139.)

Im Baraboo-Distrikt, Wisconsin, findet sich eine O—W gerichtete langgestreckte Synklinale, die von Ketten wahrscheinlich mittelhuronischer Quarzite begrenzt wird. Überlagert werden diese Quarzite von Seeley-Schiefern und Freedom-Dolomit. Die tieferen Teile der Quarzketten werden von cambrischem Potsdam-Sandstein bedeckt.

Eruptivgesteine treten im untersuchten Gebiet an sieben Stellen zutage. 1. Rhyolithlaven und Breccien an der Nordflanke der Synklinale beiderseits der „lower narrows“ des Baraboo-Flusses. 2. Rhyolithlaven und Breccien bei Allao auf der Südostseite der Synklinale. 3. Rhyolithströme auf der Südseite der Synklinale bei Merrimac (dies Gestein wurde bisher als Granit angesprochen). 4. Granite im Oberlauf des Otter Creek. 5. In Wasser abgelagerter Tuff nordöstlich Denzer. 6. und 7. Zwei Dioritgebiete nordwestlich und nordöstlich Denzer.

Die genannten Gesteine werden in ihrer petrographischen Zusammensetzung und ihrem Verband beschrieben. In bezug auf das Alter der Gesteine kommt Verf. zu dem Schluß, daß mit Ausnahme des Granites, der möglicherweise einer jüngeren Intrusionsperiode angehört, alle Eruptiva und Tuffe Teile der alten kristallinen Unterlage sind, auf der die Baraboo-Quarzite im Meer des Mittelhurons abgelagert wurden.

**Cissarz.**

**Singewald, Quentin D.:** Alteration as an end phase of igneous intrusion in sills on Loveland Mountain, Park County, Colorado. (Journ. of Geol. 40. 1932. 17—29.)

Im Gebiet der tieferen Loveland-Berge bei Alma, Colorado, besteht die präcambrische Unterlage aus Injektionsgneisen, Quarz-Glimmerschiefern und Pegmatiten. Hierauf lagert eine in sich konkordante Serie vom Cambrium bis zum Pennsylvan. Innerhalb dieser Gesteine finden sich Eruptiva, vielleicht tertiären Alters, die zu den Eruptivmassen Zentralcolorados gehören, die vom Boulder County her nach S reichen. Innerhalb der präcambrischen Gesteine treten sie als Gänge, innerhalb der paläozoischen Sedimente meist als Lagergänge auf.

Die Eruptivgänge sind einerseits Quarzmonzonitporphyrite, andererseits monzonitische Dioritporphyrite (monzonitic diorite porphyry; der Begriff „Porphyrit“ wird von der U. S. Geol. Survey nicht mehr gebraucht). Nach Ansicht des Verf.'s sind die Quarzmonzonitporphyrite etwas jünger. Beide Arten von Gängen sind im Endstadium ihrer Bildung umgewandelt, und zwar zeigen die Lagergänge die Umwandlung deutlicher als die anderen Gänge.

Der frische Dioritporphyrit ist ein dunkelgrünes Gestein mit vielen Einsprenglingen, besonders von Hornblende, ferner von Plagioklas und Biotit, seltener von Quarz. U. d. M. beobachtet man Andesin (ca. Ab, An), selten albitisiert, Hornblende, Biotit, spärlichen Quarz, akzessorisch Titanomagnetit, Apatit, Titanit und Zirkon in einer feinkörnigen Grundmasse von Na-Plagioklas, Orthoklas, Hornblende, Biotit und Quarz.

Der Quarzmonzonitporphyrit ist etwas heller, führt zahlreiche Einsprenglinge von umgewandeltem Feldspat, Quarz und grüne Pseudomorphosen

nach ehemaligen dunklen Gemengteilen. U. d. M. zeigt er Einsprenglinge von Andesin (ca.  $Ab_{55}An_{45}$ ), Biotit, Quarz, Hornblende, akzessorisch Apatit, Titanomagnetit, Zirkon, Titanit, selten Orthit in einer im selben Gang teils feinkörnigen, teils mikroplitischen Grundmasse aus Quarz, Orthoklas, Oligoklas (ca.  $Ab_9An_{91}$ ) und Biotit, welche letzterer in der Grundmasse stark zurücktritt.

Beide Arten von Porphyren sind im Endstadium ihrer Bildung durch autohydrothermale Lösungen umgewandelt worden. Im Dioritporphyrit fanden folgende Umwandlungen statt: Plagioklas wurde in Sericit, Carbonat, gelegentlich in Epidot, Zoisit und Pennin umgewandelt, Hornblende in Pennin und Epidot, untergeordnet in Sericit und Leukoxen (?), und Biotit in Pennin, Epidot, weißen Glimmer, Leukoxen (?) und Rutil verwandelt. Orthoklas verwandelte sich in Sericit und Carbonat. Die Umwandlung der Quarzmonzonitporphyrite war nahezu dieselbe. Gelegentlich findet sich hier noch etwas Zoisit und Eisenspat. Bei den Umwandlungsprodukten läßt sich eine deutliche Altersfolge feststellen: 1. Albitisierung, 2. Umwandlung der Feldspäte in Sericit, wenig Epidot, Zoisit und Pennin; Umwandlung der Hornblende in Pennin, Epidot, wenig Sericit und Leukoxen (?); Umwandlung des Biotits in Pennin, Epidot, hellen Glimmer, Leukoxen (?) und Rutil. Pyrit wurde wahrscheinlich während dieses Stadiums zugeführt, Eisenspat an dessen Ende. Im 3. Stadium wurde weiterer Sericit, helles Carbonat gebildet, die den Rest der Feldspäte und dunklen Gemengteile, Epidot und Pennin, verdrängten.

Verf. beschäftigt sich schließlich mit der Frage, ob man die beschriebenen Umwandlungen als „deuterische“ oder „hydrothermale“ zu bezeichnen hat. Er kommt zu dem Ergebnis, daß die vorliegenden Umwandlungen als „hydrothermale“ zu bezeichnen sind.

**Cissarz.**

**Hirschi, H. und F. de Quervain:** Beiträge zur Petrographie von Baja California. III. Teil und Schluß. (Schw. Min.-Petr. Mitt. 13. 1933. 232. Mit top. Karte.)

Die Verf. setzen die Beschreibung der Eruptivgesteine von Baja California fort (siehe dies. Jb. Bd. 1932), und es werden makroskopische Diagnosen der Gesteine des südlichen Teiles der Halbinsel gegeben (südl. des 28. Breitengrades). Die genaue Ortsangabe der 70 makroskopisch beschriebenen Gesteinsproben ist aus Mangel an genügend genauen topographischen Angaben nicht möglich, und deshalb werden die Typen zu regionalen Gruppen zusammengezogen.

Die Beschreibung umfaßt:

I. Tiefengesteine.

- 1 Typus des Gebietes westlich Loreto.
- 2 Typen der Isla San José.
- 14 „ des Kapgebirges (Trimfona, San Antonio, Tecuan).
- 3 „ der Isla de la Magdalena.
- 1 Typus von Balina del Tortuga.

II. Gangförmig auftretende Gesteine und Ergußgesteine.

- 6 Typen aus dem Gebiet von Mulegé.
- 2 „ der Sierra de Zacatecas.

- 3 Typen des Gebietes Purisima—Comondu.  
 9 „ der Sierra de la Giganta.  
 9 „ von Loreto, Isla Coronada, Isla Carmen.  
 12 „ von Isla San José, Cabeza de Mechudo und des Kapegebirges.  
 8 „ von Bahia de la Magdalena, Bahia del Tortugo und der Isla de Credos.

Die chemische Untersuchung umfaßt drei Ergußgesteine aus dem nördlichen Teil der Halbinsel, Andesite bis Dacite und zwei Tiefengesteine aus dem südlichen Teil, einen Granodiorit von Loreto und einen Granit von Tecuan bei San Antonio. Zum Vergleich werden 7 Analysen kristalliner Gesteine von Baja California und 15 Analysen aus dem Gebiet der Sierra Nevada, California der Literatur entnommen, resp. von Herrn Prof. C. BURRI zur Verfügung gestellt.

Die beiden Gebiete zeigen durchaus ähnlichen Charakter. Dieser ist selbstverständlich typisch pazifisch. Der Granit von Tecuan zeigt große Ähnlichkeit mit dem Zentralgranit des Aarmassivs in den Schweizer Alpen:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm
I.	405	40,5	12,5	9,5	37,5	0,47	0,19	0,74
II.	403	42	13	7,5	37,5	0,43	0,13	0,59

(I) Granit von Tecuan bei San Antonio, (II) Granit vom Räterichsboden im oberen Haslital.

Die Halbinsel Baja California kann geologisch in 5 Gebiete gegliedert werden:

1. Das nördliche Inselgerüst.
2. Das jungtertiäre vulkanische Gebirge südl. des 28. Breitengrades.
3. Das sog. Kapegebirge.
4. Das Gebirge an der Bahia de la Magdalena.
5. Die Sierra Vizcaino mit der Isla Credos.

Die Tiefengesteine des nördlichen Teiles der Halbinsel haben obercretacisches Alter, wahrscheinlich sind ihre basischen Vorläufer die begleitenden Gabbros, Amphibolite, Basalte und Porphyrite. Die dacitisch-andesitischen und deckenbildenden basaltischen Ergußgesteine sind obermiocänen Alters mit pliocänen und quaternären Nachläufern.

Am Südwestrande des Golfes von California tritt das altkristalline Grundgebirge in Form von Graniten und Syeniten zutage. Hierzu sind auch die entsprechenden Gesteine des Kapegebirges zu zählen.

Im südlichen Teile der Halbinsel herrschen unter den Ergußgesteinen andesitisch-basaltische Typen vor, Dacite und Felsite finden sich untergeordnet. Petrographisch mannigfaltig ist das Kapegebirge mit Andesiten und Rhyolithen als Relikte und von Ganggesteinen durchsetzten Tiefengesteinen von granitischem bis gabbroidem Charakter. Dieses Massiv hat durchaus das Gepräge der alpinen Kristallinmassive.

Die Frage, ob die gabbroiden Intrusionen der Bahia de la Magdalena mit den Gabbrogesteinen des Kapegebirges im Zusammenhang stehen, kann nicht entschieden werden.

W. Minder.

- Pabst, Adolf: The garnets in the glaucophane schists of California. (The Amer. Miner. **16**. 1931. 327—332.) — Ref. dies. Jb. 1933. I. 410.
- Hinds, Normann E. H.: Paleozoic eruptive rocks of the southern Klamath Mountains, California. (Univ. of California Publ., Bull. of the Depart. of Geol. Sci. **20**. 1932. 357—410.)

**Alling, Harold L.:** The Adirondack anorthosite and its problems. (Journ. of Geol. **40**. 1932. 193—237.)

Die Arbeit stellt im wesentlichen ein Sammelreferat der in den vergangenen Jahren von den verschiedenen Autoren geäußerten Ansichten über die Entstehung und den Intrusionsmechanismus des Anorthosites der Adirondacks dar. Verf. unterscheidet 4 Gruppen von Ansichten: 1. Die von SMYTH, CUCHING, KEMP und Verf., 2. die von BOWEN, 3. die von MILLER und 4. die von BALK.

Besonders eingehend setzt sich Verf. mit den Arbeiten von BOWEN 1917 und von BALK 1931 auseinander. Er versucht die von diesen geäußerten Ansichten untereinander und mit seiner eigenen Auffassung in Einklang zu bringen. Er kommt zu dem Ergebnis, daß dies zwar in manchem möglich ist, daß sich aber in anderen Fällen die Meinungen scharf gegenüber stehen.

BOWEN hielt den Anorthositkörper für einen Lakkolithen. BALK hält ihn für linsenförmig. Die Blutsverwandtschaft der algomischen Intrusiva wird jedoch von allen Autoren anerkannt. Der Meinungsunterschied betrifft nur den Entstehungsort des Anorthosits. BOWEN und BALK nehmen Differentiation in situ an, während die älteren Geologen der Meinung sind, daß er einem tiefliegenden Magmenherd entstammt und in getrennten Massen in die überlagernden Schichten intrudiert wurde. Ferner bestehen lebhaftere Meinungsunterschiede über das Maß der Erosion, die den Anorthosit und die umgebenden Gesteine betraf. BALK nimmt an, daß das Gebiet nur wenig bedeckt war, so daß die Fließrichtung des Magmas bestimmt werden konnte. Verf. glaubt, daß BALK hierin zu weit gegangen ist. BOWEN nimmt gravitative Kristallisationsdifferentiation an. BALK vermutet ein Magma, das saurer ist als Gabbro, in dem sich der Labrador bildete. Die Mutterlauge wurde abgepreßt, Gravitation fehlt. Die älteren Geologen halten den Anorthosit für ein normales Intrusivgestein. Verf. hält es nicht für wahrscheinlich, daß in den Adirondacks reine Kristallisationsdifferentiation stattfand. Eine Intrusion ist ein komplexer Vorgang, bei dem Reibung an den Wänden des Intrusionskanals und die Schwerkraft komplexe Bewegungen im Gestein hervorrufen. Verf. ist der Ansicht, daß BALK's Annahme allgemein die beste Lösung des Anorthositproblems im besonderen und des Problems der monomineralischen Gesteine im allgemeinen darstellt.

Es gibt aber immer noch einige Fragen im Gebiete, die mit BALK's Erklärung unvereinbar sind. Das sind:

1. Die Grenville-Einschlüsse scheinen stellenweise von Anorthosit durchdrungen zu werden und nicht immer durch syenitisches Material.
2. Das Vorhandensein anorthositischer Pegmatite bedeutet, daß auch der Anorthosit etwas leichtflüchtige Bestandteile enthielt. Ihre Menge kann so groß gewesen sein, daß Anorthosit als solcher eine Schmelze war.

3. Über die Schieferung an den Gabbros und über die Frage, ob ein Teil des Gabbros sicher intrusiv ist, gehen die Ansichten der Bearbeiter noch stark auseinander.

4. Nach BALK müßte man folgern, daß alle Syenitgranite von algomischem Alter aus dieser „Mutterlauge“ stammen.

5. BALK's Ausdruck „syenitisches Magma“ für das Stammagma der algomischen Eruptiva hält Verf. für ungeeignet. Gabbroid oder dioritisch wäre nach seiner Ansicht besser. Ebenso hält er den Ausdruck „Mutterlauge“ für ungeeignet und schlägt den Namen „derivate liquid“ vor.

Sehr zugunsten der Ansicht BALK's spricht allerdings das Vorhandensein von Labradoraugen im Syenit, meilenweit vom Anorthositkörper entfernt. Verf. ist daher der Ansicht, daß BALK eine wertvolle Arbeitshypothese gegeben hat, auf der weitergebaut werden muß. **Cissarz.**

**Buddington, A. F.:** The Adirondack magmatic stem: A correction. (Journ. of Geol. 40. 1932. 466.)

In der in Band 39, S. 240, unter obigem Titel veröffentlichten Arbeit (vgl. Ref. 1932. II. 875) finden sich bei den Werten für das Ab An-Verhältnis verschiedene Ungenauigkeiten, die korrigiert werden. **Cissarz.**

**Cram, Ira H.:** The Rest Island granite of Minnesota and Ontario. (Journ. of Geol. 40. 1932. 270—278.)

Verf. beschreibt den Differentiationsverlauf eines Batholithen von algomischem Alter im Rainy Lake-Gebiet von Minnesota und Ontario. Es handelt sich um einen Granitbatholithen mit einer Randzone von Shonkinit. Die Feldbeobachtungen ergaben, daß der Shonkinit ein echtes Differentiat ist und seine Entstehung nicht der Aufschmelzung von Schiefen oder Grünsteinen, in die er intrudiert, verdankt.

Die Hauptmasse des Biotit-Na-Granites besteht aus ca. 54 % vorherrschendem Orthoklas neben Oligoklas, 28 % Quarz, 11 % Biotit, 3 % Mikroklin, 3 % Epidot und geringen Mengen von Apatit, Zirkon, Magnetit, Hornblende und Titanit. Eine Abart dieses Granites, die bei Grassy Island auftritt, führt 50 % Feldspat, vorherrschend Plagioklas, und zwar Albit oder Albit-Oligoklas, 27 % Biotit, 15 % Quarz und 7 % Hornblende. Unmittelbar an der Grenze gegen Shonkinit führt er aber 14 % Hornblende, die später ganz verschwindet.

Der Shonkinit von Grassy Island führt ca. 49 % Hornblende, 30 % Feldspat, vorherrschend Plagioklas, und zwar Albit oder Albit-Oligoklas, 14 % Biotit, 6 % Quarz und 1 % Akzessorien. Andere Shonkinite haben eine um wenig andere Zusammensetzung.

Die Feldbeobachtungen werden weitgehend durch petrographische und chemische Beobachtungen bestätigt. Mineralogisch ist der Übergang von Granit zu Shonkinit durch ein langsames Abnehmen von Feldspat, Quarz und Biotit gekennzeichnet, dem eine Zunahme von Hornblende, Apatit und Titanit entspricht. Zugleich nimmt Kalifeldspat zugunsten von Plagioklas ab. Chemisch nimmt entsprechend  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  und  $\text{K}_2\text{O}$  ab, während die Gehalte an  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  und  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  zunehmen.

Verf. nimmt ein basisches Muttermagma an. Der Shonkinit des Rest Island-Batholithen hat etwa gabbroide Zusammensetzung. Es fehlen jedoch basischere Gesteine, die bei normalem Verlauf der Differentiation vorhanden sein müßten. Die Ausscheidungsfolge der Mineralien war: Hornblende, Biotit, Plagioklas, Kalifeldspat, Quarz. Da die Abkühlung vom Rande des Batholithen her erfolgte, wurden die Erstausscheidungen, hier also Hornblende, am Rande angereichert, während sich Biotit und Kalifeldspat mehr nach der Mitte hin anreicherten. Ebenso blieb am Rande infolge der rascheren Abkühlung Hornblende erhalten, während sich weiter nach der Mitte hin die dort gebildete Hornblende durch Reaktion mit der Restschmelze zu Biotit umwandeln konnte. Im zentralsten Teil war die Differentiation soweit fortgeschritten, daß nur noch wenig MgO, FeO usw. vorhanden war, daß hier auch Biotit zurücktritt.

Cissarz.

### Kanada. Britisch-Kolumbien.

**Wheler II, E. P.:** A study of some diabase dikes in the Labrador coast. (Journ. of Geol. 41. 1933. 418—431.)

Unter dem Begriff „Diabas“ faßt Verf. Gesteine der Gabbrofamilie von mittlerem Korn und mehr oder weniger gut entwickelter ophitischer Struktur zusammen. Im Küstengebiet von Labrador sind überall Diabasgänge vorhanden, jedoch wechselt die Intensität des Vorkommens zonenweise stark. Sie scheinen die jüngsten Gesteine im Gebiete zu sein. Ihre Mächtigkeit ist meist 2—50, selten bis 200 Fuß. Ihr Streichen ist sehr wechselnd, das Fallen meist nahezu vertikal. Feinkörnige Salbandzonen sind fast stets vorhanden. Lokal treten ganz unregelmäßige pegmatitische Zonen in ihnen auf.

Die Mineralzusammensetzung ist außerordentlichen Schwankungen unterworfen. Eine Auszählung von Schliften verschiedener Vorkommen nach der ROSIVAL'schen Methode ergab eine Zugehörigkeit zu verschiedenen Typen, von denen Verf., hauptsächlich auf Grund des Verhältnisses Menge Olivin: Menge dunkler Gemengteile, vier unterscheidet. Eine gewisse Rolle bei der Einteilung spielt auch das optische Verhalten der Augite.

Typ IV ähnelt dem Åsby-Diabas ТӖРНЕВОИМ's, allerdings ist hier der Augitgehalt geringer. Die dunklen Gemengteile bestehen zu 90—100 % aus Olivin. Plagioklas ( $Ab_{30}An_{70}$ ) zeigt schwächere Zonarstruktur als in den anderen Typen. Ränder von Alkalifeldspat fehlen. Der Augit gehört zu den Mg-Diopsiden. Seine Zusammensetzung ist etwa 40 %  $CaSiO_3$ , 40 %  $FeSiO_3$ , 20 %  $MgSiO_3$ . Biotit ist in geringer Menge vorhanden. Eine Analyse des Gesteins ergab:  $SiO_2$  43,31;  $Al_2O_3$  13,32;  $Fe_2O_3$  1,00; FeO 11,07; MgO 18,12; CaO 8,30;  $Na_2O$  1,63;  $K_2O$  0,24;  $H_2O$  1,31;  $H_2O$  0,17;  $TiO_2$  1,92;  $P_2O_5$  0,03; MnO 0,10 = Summe 100,52. In dieser Analyse fällt der besonders hohe Mg-Gehalt auf. Alle Gesteine dieses Typs sind, mit Ausnahme der Serpentinisierung des Olivins, sehr frisch.

Typ III ist mit Åsby-Diabas identisch. Plagioklas ist viel deutlicher zonar als in Typ IV. Es handelt sich in der Hauptsache um sauren Plagioklas. Geringe Mengen Alkalifeldspat (wahrscheinlich Orthoklas) finden sich als

Umrandung von Plagioklas und in der Zwischenmasse, besonders in den olivinärmeren Typen. 10—90 % der dunklen Gemengteile bestehen aus Olivin. Primärer Quarz wurde, mit Ausnahme der olivinarmen Glieder, selten beobachtet. Die übrigen Mineralien sind dieselben wie in Typ IV. Die Umwandlung ist meist deutlicher als dort, besonders Serpentin und Chlorit sind vorhanden. Im Salband wird das Gestein feinkörniger und Olivin fehlt. Unmittelbar im Salband wird das Material mikro- bis kryptokristallin. Nur Plagioklas ist noch zu erkennen. Eine Analyse dieses Typs wird nicht angeführt.

Typ II entspricht dem Kinne-Diabas TÖRNEBOHM's mit dem Unterschied, daß Olivin ganz fehlen kann. Der Typ ist ein Zwischenglied zwischen Typ III und dem olivinfreien Typ I. Plagioklas ist etwas saurer als in Typ III. Der Augit steht in seiner Zusammensetzung zwischen dem der beiden Typen. Verzwillingung und schwache Zonarstruktur ist bei ihm nicht selten. Die Umwandlung entspricht Typ III, jedoch herrscht Chlorit vor Serpentin vor. Augit ist teilweise in Hornblende umgewandelt.

Typ I entspricht dem Konga-Diabas TÖRNEBOHM's. Plagioklas ist saurer und basischer Andesin. Augit ist Mg-reicher Diopsid. Zonarstruktur und Zwillingsbildung sind deutlich. Biotit ist reichlich vorhanden. Olivin fehlt. Primärer Quarz und Alkalifeldspat sind stets vorhanden. Salbandzonen unterscheiden sich nur durch feineres Korn. Die Umwandlung ist dieselbe wie in den anderen Typen.

Die Ausscheidungsfolge ist in allen Typen normal. Fließstrukturen sind in den Salbandzonen vorhanden. Alle stammen wohl aus demselben Magmenherd, die Unterschiede sind auf Differentiation zurückzuführen. **Cissarz.**

**Tolman, Carl:** An early pre-cambrian sedimentary series in northeastern Quebec. (Journ. of Geol. 40. 1932. 353—373.)

Verf. beschreibt eine mächtige Serie von Sedimenten, die Opemiska-Serie in Quebec, und ihre Beziehungen zu anderen Gliedern des Präcambriums. Die ältesten Gesteine des Opemiska-Bezirks sind mächtige Massen umgewandelter Eruptiva. Sie werden im allgemeinen dem Keewatin zugerechnet. Manche der Laven zeigen deutliche Woll sackstruktur. Es handelt sich in der Hauptsache um Andesite. Die unteren Lagen dieser Eruptiva enthalten konkordant die Opemiska-Sedimente. Sedimente und Eruptiva werden von zahlreichen Eruptivgängen durchsetzt, und zwar von Dioriten, Diabasen, Gabbros und Peridotiten. Alle diese Gesteine sind geschiefert. Stellenweise intrudierten auch große granitische Massen. Es ist nicht wahrscheinlich, daß all diese Eruptiva derselben Intrusionsperiode angehören. Ein einwandfreier Altersnachweis läßt sich jedoch nicht erbringen.

Die Opemiska-Sedimente sind in einer Mächtigkeit von ca. 10 000 Fuß aufgeschlossen. Sie wurden als zwei parallele Züge kartiert, die den beiderseitigen Ausbiß einer abgetragenen Antiklinale, die steil nach SO einfällt, darstellen. Sie reichen aber wohl weit über das beschriebene Gebiet hinaus.

Zwischen den überlagernden und unterlagernden Eruptiven und den Sedimenten wurde eine Diskordanz nicht beobachtet. An der Basis der Sedimente findet sich eine Übergangszone von ca. 2000 Fuß Mächtigkeit,



deren unterer Teil vorwiegend aus umgewandelten Laven mit geringen Sedimentzwischenlagen besteht. Weiter nach oben nehmen die Sedimente stets an Menge zu. Der Hauptteil der Sedimente der Serie enthält jedoch wenig oder gar keine Eruptivzwischenlagen. Im Hangenden der Sedimentserie findet sich viel vulkanisches Trümmermaterial, das teilweise in Wasser abgelagert wurde. Diese Trümmernmassen gehen wieder in umgewandelte andesitische Laven über, die durch gute Wollsackstruktur ausgezeichnet sind.

Die Sedimente bestehen vorwiegend aus grobem, klastischem Material. Es sind Arkosen, Konglomerate, untergeordnet Grauwacken. Nur zwei schmale Kalkbänke konnten beobachtet werden. Kennzeichnend für all diese Gesteine ist ihr außerordentlich hoher Feldspatgehalt. Die Korngröße ist wechselnd, auch innerhalb der einzelnen Schicht. Schichtung ist meist undeutlich oder nur grob. Fein- bis grobkörnige Arkosen sind herrschend. Sie bestehen meist zu 90—95 % aus mehr oder weniger eckigem Feldspat, von dem  $\frac{1}{2}$ — $\frac{1}{3}$  eine Größe von 1—2 mm hat, und der in einer Feldspatgrundmasse von 0,01—0,05 mm Größe liegt. Nur ca. 5 % des Gesteins bestehen aus Quarz. Zweithäufigste Gesteine sind Konglomerate, die vorwiegend aus Syenit und Granit bestehen. In ganz geringer Menge finden sich daneben Stücke von Chloritschiefer, Schiefer, Diorit, Quarzporphyr und Hornfels.

Die Sedimente müssen von syenitischen Gesteinen abstammen, die wenig dunkle Gemengteile führten. Auffallend ist die geringe Zersetzung der Feldspäte. Der Absatz muß rasch erfolgt sein. Verf. ist daher der Meinung, daß die Ablagerung unter ariden Klimabedingungen stattfand, wobei der Transport des Schuttes im wesentlichen durch die plötzlichen, heftigen Regengüsse, teilweise wohl auch nur durch die Schwerkraft, erfolgte. Die Ablagerung fand wahrscheinlich in einem flachen Meere statt. Ein Teil der Gesteine mag auch terrestrisch abgelagert sein. Ein weiter Transport kann jedoch nicht stattgefunden haben. Syenite sind im allgemeinen nur lokale Gebilde. Die Sedimente der weiteren Umgebung werden daher anders zusammengesetzt sein müssen, auch wenn die Ablagerung unter ähnlichen äußeren Bedingungen erfolgte.

Das Ausmaß der Umwandlung der Sedimente wechselt stark von Ort zu Ort, ist aber allgemein nur in den feinkörnigen Zonen deutlich. Hier ist dann das Feldspatmaterial sericitisiert und die dunklen Gemengteile sind chloritisiert. Epidot und Kalkspat sind dann meist auch vorhanden. Auch die Schieferung ist meist auf die feinkörnigen Zonen beschränkt.

In der Arbeit vergleicht Verf. dann noch kurz andere Vorkommen frühpräcambrischer Sedimente im nördlichen Quebec mit den hier beschriebenen, stützt sich hierbei jedoch im wesentlichen auf Literaturangaben. Mit folgenden Gebieten werden Vergleiche angestellt: Mattagami-Serien, Nemenjish-Serien, Grenville-Subprovinz, Temiscaming-Subprovinz, Rouyn-Harricana-Gebiet, Desmeloizes-Gebiet, Sudbury-Gebiet und Michipicotan-Gebiet.

**Cissarz.**

Walker, T. L.: Plagioclase in graphic-granite. (Univ. of Toronto Studies. Geol. Ser. 1932. Contr. to Canad. Min. Nr. 32. 11—13.) — Ref. dies. Jb. 1933. I. 396.

Sanderson, J. O. G.: Upper Cretaceous volcanic ash-beds in Alberta. (Trans. R. Soc. Canada. 25. 1931. IV. 61—70.)

**Snelgrove, A. K., F. W. Roebling III and J. L. Kemmerer jr.:** The Blow-Me-Down intrusive complex, Bay of Islands, Newfoundland. (The Amer. Miner. 19. 1934. 21—23.)

Das Blow-Me-Down-Gebirge liegt an der Westküste Neufundlands, im S der Bay of Islands. Es bildet einen Teil des Serpentinürtels ordovizischen oder devonischen Alters. In unmittelbarer Nähe des Blow-Me-Down-Gebirges werden die Serpentine von steil gefalteten glaukonitischen grünen und roten Sandsteinen, Schiefeln und Argilliten vermutlich ordovizischen Alters umgeben. Überlagert werden diese Schichten von andesitischen Laven. Die Mächtigkeit des Blow-Me-Down-Komplexes beträgt etwa  $1\frac{1}{2}$  Meilen mit folgenden Differentiaten: Serpentinisierter Harzburgit 3000 Fuß einschließlich 1000 Fuß Dunit, 500 Fuß Gabbro, 1000 Fuß Troctolith (Olivin-Plagioklas-Gestein), 2300 Fuß Diorit und schließlich Gabbro.

Im Dunit treten Schlieren von Chromit auf. Die Vorkommen von Kupferkies und Blende in den York Harbor-Gruben stehen mit dem Diorit in genetischem Zusammenhang.

**Hans Himmel.**

### Mittelamerika. Westindien.

**Barrabé, L.:** Sur l'affleurement du socle ancien des Petites Antilles dans l'île de la Désirade (Guadeloupe). (C. R. 198. 1934. 487.)

Die Petrographie der östlichsten Insel Désirade ist viel mannigfaltiger, als man bisher annahm. In der Mitte ist ein sich sanft SW—NO senkendes Plateau, während im W sich wenig hohe Hügel, im O ein durchtaltes Plateau, im N eine Klippe von durchschnittlich 60 m Höhe finden. Beinahe der gesamte westliche Teil der Insel ist wahrscheinlich Miocän, reich an *Lithophyllum*, *Amphiora* und Amphisteginen. Im S verschwinden sie unter Küstensanden und nur an der Nordküste erscheint das Substratum der Kalke. In der Mitte der Désirade-Insel sind die Kalke eine 50 m mächtige Tafel, die den oberen Teil des Plateaus bilden. Im O fehlt die Kalkbedeckung; nur einige Reste von Konglomeraten sind vorhanden, bestehend aus Eruptivgesteinen und mit Kalkzement, die die Basis des Miocän sind. Auf der Nordseite der Insel von La Pointe Frégate bis zur Grenze an das Zentralplateau ist das Substratum der miocänen Kalke von einem Quarzdiorit oder Granodiorit gebildet. Gänge eines stark chloritisierten und epidotisierten, quarzreichen Dolerits finden sich darin. Auf der Ostseite der Insel tritt das Substratum der Kalke weithin zutage und führt namentlich vulkanische Gesteine, besonders Andesite und Rhyolithe mit Tuffen dazwischen. Im N von Baie Mahault und Léproserie tritt ein grünliches, von weißen Quarzadern durchzogenes Gestein zutage, das vulkanisch oder ein metamorphosierter Tuff sein muß. Die Südgrenze des Zentralplateaus besteht aus denselben Gesteinen wie das Ostplateau. Auch entglaster Obsidian kommt hier vor. Alle diese Gesteine sind gerötet und manchmal laterisiert.

Es findet sich also unter den Miocänkalken ein älterer Sockel eines intrusiven Granodioritmassivs, sowie wahrscheinlich gleichaltrige Andesit- und Rhyolithergüsse. Nur die nördlich Baie Mahault austretenden Gesteine sind älter als die Granodiorite. Die letzteren gehören wahrscheinlich der ältesten Intrusivserie von Haiti und Porto-Rico an, welche denselben Intrusionen angehört, die das Ende der Iaramischen orogenetischen Phase in den Cordilleren kennzeichnen.

**M. Henglein.**

### Südamerika.

**Lele, Yeschwant:** Beiträge zur Gesteinskunde von Minas Geraes (Brasilien). (Diss. Dresden 1933. 47 S.)

Verf. untersuchte mikroskopisch aus den Aufsammlungen von E. RIMANN stammende Orthogneise, Blastogranite und Granite, sowie einzelne basische Gesteine, die als gang- bzw. linsenförmige Körper im Zusammenhang mit den sauren Intrusiven auftreten, aus dem Gebiete, das sich von Itabira de Matto Dentro im O über rund 500 km bis nach Estrella do Sul im W erstreckt.

**Cissarz.**

**Sheppard, G.:** Metamorphic Rocks of the Eastern Andes near Cuenca, Ecuador. (Geol. Mag. 70. 1933. 321—331. Mit 13 Textfig.)

Auf dem Wege von Descanso (östlich von Cuenca) nach Gualaceo am Rio Paute wurden eine Anzahl Handstücke gesammelt, deren makroskopisches und mikroskopisches Aussehen kurz beschrieben wird. Es handelt sich um folgende Gesteine: Andesit, Hornblende-Andesit, Schiefer, umgewandelter Andesit, Chloritschiefer, Phyllit, aus Lavamassen gebildete Schiefer, granatführender Glimmerschiefer und Glimmerschiefer. Einige Übersichtsskizzen und Schliffbilder dienen zur Erläuterung.

**O. Zedlitz.**

**Tyrell, G. W.:** The basalts of Patagonia. (Journ. of Geol. 40. 1932. 374—383.)

Die großen Basaltgebiete Patagoniens liegen auf flachgelagerten Sedimenten des Eocän bis Pleistocän. Sie bedecken fünf große Gebiete südlich des Lago Buenos Aires und zwei kleinere Gebiete nördlich des Sees. Insgesamt bedecken sie ein Gebiet von ca. 25 000 Quadratmeilen. Zwischen den Basaltdecken sind meist Sedimente der Santa Cruz-Formation (Miocän) zwischengelagert. Nur ganz vereinzelte Ströme im südlichen Teil überlagern quartäre Glazialablagerungen.

Die eingehendste bisherige petrographische Beschreibung der Basalte stammt von O. BÄCKSTRÖM. Die größte Zahl der von ihm beschriebenen Basalte sind porphyrische Olivinbasalte, wie sie auch vom Verf. beschrieben werden. Daneben finden sich aber auch Gesteine, die den deutschen Naviten und den schottischen Markle-Basalten entsprechen. Verf. beschreibt besonders einen Basalt aus dem Süden des Lago Buenos Aires. Er enthält Einsprenglinge von Plagioklas (meist Labrador AbAn, der randlich in Oligoklas übergeht, sowie Olivin und Augit in einer Grundmasse subparalleler

Plagioklasleistchen mit Augit und Magnetit und einem farblosen anisotropen Material von Feldspatcharakter. Die Analyse ergab:  $\text{SiO}_2$  45,25;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  16,47;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  2,44;  $\text{FeO}$  8,69;  $\text{MgO}$  7,77;  $\text{CaO}$  8,90;  $\text{Na}_2\text{O}$  2,68;  $\text{K}_2\text{O}$  1,42;  $\text{H}_2\text{O} +$  1,60;  $\text{H}_2\text{O} -$  0,70;  $\text{TiO}_2$  3,20;  $\text{P}_2\text{O}_5$  0,43;  $\text{MnO}$  0,38; Summe 99,93.

Das Gestein von der Sierra Chaira ist beträchtlich gröber, die Grundmasse zeigt deutliche ophitische Struktur. Olivin ist der einzige Einsprengling. Der Basalt vom Cerro Gaucho ist der basischste der genannten und steht in seiner Struktur zwischen den beiden vorgenannten. Er ist außerordentlich olivinreich. Das Gestein stellt einen Übergangstyp zwischen Olivinbasalt und Oceanit vor. Chemisch ist der Lago Buenos Aires-Basalt ein untersättigter Olivinbasalt des Typs, wie ihn die meisten Plateaubasalte zeigen. Verf. diskutiert ferner die chemischen Beziehungen zwischen diesem Basalt mit den anderen Basalten des Gebietes, die früher von anderen Autoren analysiert wurden.

Sind nun die patagonischen Basalte Flut- oder Plateaueruptionen? Den Begriff „Fluteruptionen“ wendet Verf. auf große Ergußgebiete an, die vorwiegend aus Basalten bestehen und bei denen der Untergrund gewissermaßen von Lava überschwemmt wurde (z. B. Hochland von Dekkan usw.). Plateaueruptionen sind solche, die kleines Ausmaß haben und bei denen die Extrusionen von einer Anzahl nahe beieinanderliegender Schlotte erfolgt. Auch sie bestehen vorwiegend aus Basalten, die meist olivinführend und etwas alkalihaltig sind (z. B. Ostafrika).

Die Basalte Patagoniens entstammen mehreren Schloten entlang der östlichen Grenze des Basaltplateaus. Sie wären demnach Plateaueruptionen. Dies schließt allerdings nicht die Möglichkeit des Vorhandenseins großer Schildvulkane oder großer Spalteneruptionen aus. Die Untersuchung bestätigte die Ansicht, daß Plateaubasalte im allgemeinen im Gegensatz zu Flutbasalten untersättigt sind. Letztere sind meist übersättigt. **Cissarz.**

## Arktis.

**Washington, Henry S. and Mary G. Keyes:** Rocks of the Pribilof Islands. (Amer. Journ. of Sci. 220. New Haven 1930. 321—338.)

Die im Bering-Meer gelegenen Pribilof-Inseln sind völlig vulkanisch und bestehen zumeist aus olivinführenden oder freien Basalten.

Ein auf der Insel St. Paul auftretender Hyalobasanit (Basanitoïd im Sinne von LACROIX) zeigt dichte, aphanitische, schwarze Grundmasse mit zerstreuten Ausscheidungen von Olivin (80 % Forsterit, 20 Fayalit), gelegentlich von Augit, aber keinem Feldspat. Die Grundmasse führt Leisten von Labradorit (um  $\text{Ab}_2\text{An}_3$ ), unregelmäßigen Augitkörnern und Ilmenit. Reichlich farbloses Glas. Analyse I von M. G. KEYES. Auffallend ist der niedrige Kieselsäure- und der hohe Alkaligehalt, was sich in dem hohen Betrage an Nephelin- und Orthoklas-Molekül zeigt, von welchen beiden Substanzen nichts in den Schliften beobachtet ist.

	I.	II.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	44,21	58,23
TiO <sub>2</sub> . . . . .	4,78	0,32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	14,28	15,55
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	2,35	2,25
FeO . . . . .	9,91	3,03
MnO . . . . .	0,13	0,20
MgO . . . . .	7,34	1,77
CaO . . . . .	8,92	9,27
Na <sub>2</sub> O . . . . .	4,70	0,61
K <sub>2</sub> O . . . . .	2,51	0,34
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,79	—
H <sub>2</sub> O + . . . . .	0,19	7,86
H <sub>2</sub> O — . . . . .	0,02	0,96
Summe . . . . .	100,13	100,39

## Norm:

Or . . . . .	12,79	Ol . . . . .	11,71
Ab . . . . .	9,43	Mt . . . . .	3,48
An . . . . .	10,29	Il . . . . .	9,12
Ne . . . . .	16,47	Ap . . . . .	2,02
Di . . . . .	22,63	XIII. 6'' . 2. 4.	

II. gibt die Analyse (von H. S. WASHINGTON) eines von PALACHE früher als Trachyt beschriebenen Skolezitgesteines mit wenig Pyroxen, etwas Quarz und Glas von der Insel St. Georg. — Von der derselben Inselgruppe zugehörenden Insel St. Lawrence stammt ein Natron-Rhyolith.

Die Verknüpfung von vorwiegenden Basalten mit Alkaligesteinen im Inneren des Bering-Meeres im Gegensatze zu den Alkalikalkgesteinen auf den angrenzenden Festländern und im Aleuten-Bogen wird besonders besprochen und in Vergleich gestellt zu ähnlichen Verhältnissen innerhalb des Pazifischen Ozeans gegenüber dessen Randteilen. Die Neigung zum Auftreten von Alkaligesteinen innerhalb der Meeresbecken, im Gegensatz zu den umrahmenden Festländern, ist so ausgesprochen, daß nur wenige Inseln oder Inselgruppen vorhanden sind, welche völlig basaltisch und ohne Trachyt oder Basanit sind. Viele Angaben widersprechen der DALY'schen Annahme einer Erklärung dieser Alkaligesteine durch Aufschmelzung von Kalk durch basaltisches Magma. Verf. sehen eher eine Erklärung dieser Gegensätze zwischen Meeresbecken und Randzonen in den tektonischen Verhältnissen.

**Erich Kaiser.**

Hjelmquist, Sven: Über Lavastalaktiten aus einer Lavahöhle auf Süd-Island. (Meddelanden Lunds Geol.-Min. Inst. Nr. 48. K. Fysiografiska Sällskapets i Lund. Förh. 2, 2. 1—13.)

**Backlund, H.:** Die Metamorphose in Ostgrönland. (Geol. Rundsch. 21. 1930. 340.)

Die mit Granitisation verknüpfte Metamorphose ostgrönländischen Kristallins hat sich als kaledonisch (nicht archaisch) erwiesen. Näheres Meddels. om Grønland. LXXIV. 1930.

**E. Christa.**

II. 31 \*

**Fairbairn, P. E.:** The Petrology of the Hecla Hook Formation in Central Spitzbergen. (Geol. Mag. 70. 1933. 437—455. Mit 4 Textfig.)

Die der Arbeit zugrunde liegenden Handstücke wurden zum einen Teil auf der Cambridge-Expedition 1930, zum anderen Teil vom Verf. selbst auf einer größeren Expedition 1932 gesammelt. Es wird zunächst die genaue Marschroute der Expeditionen und ein allgemeiner geologischer Überblick über das untersuchte Gebiet an Hand einer Kartenskizze wiedergegeben. Die prädevonischen Gesteine von Spitzbergen werden durch zwei N—S-Belte in zwei Gebiete geteilt, in denen das durch die kaledonische Faltung bestimmte N—S-Streichen vorherrscht. Die intensive Faltung hat häufig eine starke Metamorphose zur Folge gehabt. Ehemals wurden diese vordevonischen Gesteine in zwei Gruppen geteilt: in die älteren „archaischen“ Gneise, Granite und Schiefer und in die jüngeren fossilfreien Quarzite, Kalke und Dolomite (Hecla Hook-Formation). Letztere konnten dann im Vergleich mit den Bäreninseln als ordovicisch bestimmt werden, während HOLTEDAHL und HOEL nachweisen konnten, daß die sog. „archaischen“ Gneise und Granite jünger als jene Sedimente sind. Archaische Gesteine gibt es auf Spitzbergen überhaupt nicht. Die Hecla Hook-Formation wird nach dem Vorschlag von ODELL folgendermaßen eingeteilt:

a) Obere Serien:

7. Kieselschieferkonglomerate.
6. Schwarzer und weißer Kieselschieferhorizont.
5. Dunkle Dolomite und Kalke großer Mächtigkeit.
4. Rote Schiefertone (mit dünnen Quarzitlagen).

b) Untere Serien:

3. Dunkle dolomitische Kalke.
2. Dunkle blätterige Tone oder feinste Sandsteine.
1. Purpurrote massive Quarzite } etwa 300 m mächtig.
- Fleischrote „ „ }  
    Gelbe „ „ }

Die sich diesen Serien von O nach W nähernden metamorphen Gesteine konnte Verf. nur zum geringen Teil selbst in Augenschein nehmen. Ganz im O liegt ein mittelkörniger Quarz-Feldspat-Paragneis, glimmerreich und von Quarzadern durchzogen. Dann folgt nach W eine Zone von Amphiboliten, die von feldspathaltigen Quarziten und Quarzschiefern durchzogen sind. Der Ursprung der Amphibolite soll ein basisches Tiefengestein sein, das starker Metamorphose ausgesetzt war. Diese Metamorphose nimmt nach W immer mehr zu und führt über verschiedene Arten von Orthogneisen und Feldspatgranuliten zu cyanithaltigen Glimmerschiefern.

Es folgt dann eine ausführliche petrographische Beschreibung zahlreicher Handstücke der metamorphen Gesteine. An aus Tiefengesteinen umgewandelten Arten werden beschrieben die Amphibolite, Biotit-Oligoklasschiefer, granatführende Hornblende-Biotit-Albit-Gneise und Granitgneise. Die Gesteine sedimentären Ursprungs sind tonige Typen (z. T. granatführende Quarz-Feldspatschiefer). Schließlich werden noch einige der im O der Insel vorkommenden Tone und Quarzite und die mit diesen vergesellschafteten Epidiorite erwähnt.

**O. Zedlitz.**

**Backlund, Helge G.:** Die Magmagesteine der Geosynklinale von Nowaja Semlja. (Report of the scientific results of the Norwegian expedition to Nowaja Zemlya 1921. Nr. 45. Oslo 1930. 63 S.)

Zur Untersuchung gelangte das Eruptivgesteinsmaterial, das O. HOLTEDAHL auf der Norwegischen Nowaja Semlja-Expedition im Jahre 1921 gesammelt hatte. Folgende Beobachtungen konnten an diesem Material gemacht werden:

Tiefengesteine finden sich nur in geringem Ausmaß am Matochkin Schar. Es handelt sich um Perthitgranit, Biotitgranit, Hornblendegranit und Quarzdiorit. Die Intrusion dieser Gesteine (die in ihrer mineralogischen und chemischen Zusammensetzung beschrieben werden, neue Analyse) erfolgte im Oberdevon.

Ergußgesteine erstrecken sich in einer Zone wechselnder Breite über die ganze Länge des Gebietes, in dem die Expedition eingehendere Untersuchungen angestellt hat. Die überwiegende Mehrzahl dieser Gesteine ist einsprenglingsfrei oder enthält nur sporadische Einsprenglinge von Plagioklas, meist in Mikrodimensionen, die eine genaue Bestimmung verbieten. Strukturell schließen sich diese Gesteine den echten Spiliten an, habituell könnte man von einsprenglingsfreien, hyalopilitischen Porphyriten oder (Quarz) Keratophyren sprechen. Erreichen die Plagioklasnadeln bestimmbare Größen, so sind sie von echten Spiliten durch spätere Umwandlungen unterschieden. Die Struktur wird dadurch feinkörnig-intersertal, nahezu diabasisch (Diabasspilit), ohne daß die dunklen Gemengteile dieser Strukturentwicklung Folge leisten. Andererseits kann Plagioklas stark abnehmen und der magische Gemengteil hervortreten. Es entstehen wechselnde „Spilitaugite“. Verf. beschäftigt sich eingehend mit der mineralogischen Zusammensetzung und dem Chemismus (neue Analyse!) dieser Spilitite. In einer Schlußbetrachtung wird das ganze Spilitproblem in seiner Abhängigkeit von den geologisch-tektonischen Bedingungen innerhalb von Geosynklinalegebieten behandelt. Die Beobachtungen lassen erkennen, daß diese spilitischen Ergußgesteine nicht als Tiefseeergüsse gefördert wurden, sondern nahezu als Landvulkanite zu betrachten sind. Verf. spricht in diesem Zusammenhang von einer Art „oberdevonischen Flysch“, innerhalb dessen die Eruptiva gebildet wurden.

Von Ganggesteinen, die im engsten Verbande mit den spilitischen Ergußgesteinen auftreten, teilweise wohl als Lagergänge, vielleicht auch mit ihnen wechsellagernd, werden Albitdiabase und Pikrite beschrieben.

Zusammenfassend entwickelten sich die Magmengesteine in der Geosynklinale von Nowaja Semlja etwa folgendermaßen: Am Ende des Mitteldevons wurden die Depressionsbewegungen innerhalb der Geosynklinale durch positive oszillatorische Bewegungen abgelöst, die einen flyschartigen Charakter der Sedimente verursachten. Im unteren Oberdevon trat dann energische vulkanische Tätigkeit auf, bei der einerseits Spilitite und ihre Tuffe, andererseits Albitdiabase gefördert wurden. Beide Serien entstammen demselben Magma, entwickelten aber weit auseinander liegende Differentiationsprodukte, basische und ultrabasische, sowie mittelsaure. Im Gefolge des Oberflächenvulkanismus fand beschränkte Intrusionstätigkeit mit dem Auftreten granodioritischer Magmen statt, die ihren Abschluß in der Förderung

eines extrem kalireichen Magmas fand. Mit ihr in Zusammenhang stehen tektonische Vorgänge, im Gefolge deren sich im unteren Carbon Großfalten entwickelten, durch die die Plutonite freigelegt wurden. Damit hat nach dem bisher vorliegenden Material die magmatische Tätigkeit in Nowaja Semlja ihr Ende gefunden.

Cissarz.

## Technisch nutzbare Steine und Erden.

### Technische Gesteinsuntersuchungen.

**Burchartz, H., G. Saenger und K. Stöcke:** Technische Gesteinsprüfung. (VDJ-Forschungsheft 358. 4. Berlin. VDJ-Verlag. 1933. Mit 24 Abb. u. 12 Zahlentaf.)

Für Baustoffe für den Straßenbau (Schotter und Pflaster) und für den Eisenbahnoberbau (Schotter) wurden schon früher große Summen ausgegeben, deren Höhe durch das neue Straßenbauprogramm der Nationalen Regierung ins Ungeheure gestiegen sind. Planmäßige Versuche über die technische Verwendbarkeit der Gesteine für diese Zwecke sind daher von weitesttragender wirtschaftlicher Bedeutung. Die Verf. haben an frühere zahlreiche Versuche angeknüpft und selbst große systematische Versuchsreihen angestellt. Es sollte zunächst die Widerstandsfähigkeit der Gesteine gegen mechanische Beanspruchungen geprüft werden, mit besonderer Berücksichtigung der Ursachen des unterschiedlichen Verhaltens der verschiedenen Gesteine. Demzufolge war ein Hauptziel der Arbeit die Aufdeckung der Zusammenhänge zwischen der petrographischen Zusammensetzung und dem Gefüge der Gesteine und ihrer technischen Eigenschaften. Ferner sollte planmäßig die Brauchbarkeit der bestehenden Gesteinsprüfverfahren untersucht werden. Ein möglichst einfaches Verfahren zur Bestimmung des Widerstandes von Schotter und Steinschlag gegen Druck- und Schlagbeanspruchungen sollte ausfindig gemacht werden. Auch sollte die Bedeutung der Konstruktions- oder Gebrauchsprüfung neben der eigentlichen Stoffprüfung betont werden. Ein wichtiges Ergebnis ist, daß die aus der Methodik des Mineralogen stammende petrographische Untersuchung stets als Grundlage der Gesteinsprüfung zu dienen hat, auch konnten eine Anzahl einfacher und praktisch erprobter Prüfverfahren für Schotter und Steinschlag endgültig angegeben werden. Die Arbeit kommt gerade zur richtigen Zeit, um das Straßenbauprogramm der Regierung wirksam zu unterstützen.

### H. Schneiderhöhn.

**Niggli, P. und F. de Quervain:** Anwendung mineralogisch-petrographischer Erkenntnisse auf die technische Materialprüfung nichtmetallischer anorganischer Stoffe. (Kongr. Int. Verb. Materialprüfung. Zürich 1931. 541—549.)

**Berg, G.:** Welche petrographischen Eigenschaften sind für die technische Eignung der Gesteine von besonderer Wichtigkeit? (Kongr. Int. Verb. Materialprüfung. Zürich 1931. 550—555.)

**Stiny, J.:** Technisches Verhalten der Verwitterungsschwarte von Sandstein. (Geologie u. Bauwesen. 5. Wien 1933. 47.)



Von einem liassischen Sandstein aus der Tschechoslowakei werden zahlenmäßige Werte mitgeteilt, welche den Einfluß der zunehmenden Verwitterung überaus deutlich zum Ausdruck bringen: Zunahme der Wasseraufnahme und des Eindringens einer Farblösung, Abnahme der Druckfestigkeit.

**Kieslinger.**

**Kostron, H. und F. Erlinger:** Der Einfluß der Gefrieranlage auf die Abkühlungsverhältnisse bei der Frostprobe. (Geologie u. Bauwesen. 5. Wien 1933. Heft 2. 71—76.)

Die Vorgänge bei der künstlichen Frostprobe hängen nicht bloß von der Temperatur des Frostraumes ab, sondern auch von Form und Wassergehalt der Probe, ihren Größenverhältnissen zum Gefrierapparat usw. Die vorliegende Arbeit versucht, diesen Einfluß der Gefrierereinrichtung auf die Kenngrößen des Abkühlungsvorganges zu beschreiben. Ein Nomogramm gestattet, aus Abkühlungsintervall, Wassergehalt und Gesamtgewicht des Einsatzes die nötige Versuchsdauer graphisch zu bestimmen. [Vgl. dazu die Arbeit der beiden Verf. „Die Frostdauer bei der Frostprobe an Baustoffen“ in „Tonindustriezeitung“. 1933. S. 389—391.]

**Kieslinger.**

**Fillunger, Paul:** Über Verwitterung durch Kristallisationsdruck. (Geologie und Bauwesen. 5. Wien 1933. 1—12. Mit 2 Textb.)

Kritische Überlegungen über die Wirkungen auskristallisierender Salze, welche nach vielfachen Behauptungen Steine usw. zu zersprengen vermögen. Den äußeren Anlaß zu diesen Erörterungen bildet A. KIESLINGER's Buch „Zerstörungen an Steinbauten“ (vgl. Ref. CBL. Min. B. 1933, 527—528), an dessen Beobachtungsmaterial Verf. anknüpft.

Eine nennenswerte Sprengwirkung durch Volumsvermehrung wird in Abrede gestellt. Ebenso auch ein nennenswerter richtungsabhängiger Kristallisationsdruck. Kristalle wachsen nur durch Anlagerung, nicht aber Zwischenlagerung. Durch die Anlagerung können nennenswerte Wanddrücke und Sprengungen nicht erklärt werden, da Anlagerung durch Anziehungskräfte erfolgt, während Sprengungen durch Druck, ihrem Gegensatze, erzeugt würden.

Wohl aber könnte durch Hinzutritt einer neuen Phase ein ganz neuer Kristall mit allenfalls größerem Volumen entstehen. Unter Hinweis auf eine frühere Arbeit betont Verf., daß die dem Eise zugeschriebene Sprengwirkung in Wirklichkeit durch gespanntes Wasser erzeugt wird.

Im Anschluß an diese Kritik des Kristallisationsdruckes entwickelt Verf. eine Arbeitshypothese zur Erklärung gewisser Sprengwirkungen. Im Gestein treten einerseits ungleichmäßig verteilte Druckspannungen, andererseits ihnen entgegenstehende Zug- bzw. Haftspannungen auf. Änderungen des Feuchtigkeitsgehaltes führen zu Spannungsänderungen, die bei oftmaliger Wiederholung „Dauerbrüche“ bewirken können. Verf. führt sowohl die bekannte BRARD'sche Probe als auch die zuletzt von KIESLINGER beschriebene Krustenbildung auf solche Feuchtigkeitsänderungen zurück, ebenso auch gewisse Erscheinungsformen der aufsteigenden Grundfeuchte.

„Diese Quellungserscheinungen gefährden die Bauwerke aus Stein und steinähnlichen Stoffen in höchstem Maße. Sie können durch Frost unterstützt werden, doch scheint der Frost eine viel geringere Rolle zu spielen . . . Das Auskristallisieren der löslichen Salze bewirkt jedoch an sich keine Kräfte, ist daher ohne Einfluß auf die Verwitterung . . . Nur wenn durch lösliche Salze irgendwelche chemische Reaktionen eingeleitet werden, tragen sie zur Verwitterung bei.“

**Kieslinger.**

**Kieslinger, Alois:** Kristallisationsdruck, Quellung und Verwitterung. (Geologie und Bauwesen. 5. Wien 1933. 49—63. Mit 4 Textbild.)

Antwort auf vorhin referierte Arbeit von FILLUNGER. Es wird zugegeben, daß unter dem Sammelnamen Kristallisationsdruck viele allzu verschiedene Erscheinungen zusammengefaßt und diese nicht immer befriedigend durch jenen Begriff erklärt werden. Immerhin kann man innerhalb gewisser Grenzen mit Recht von einem Kristallisationsdruck sprechen. Einige Beispiele:

A. In einer Pore kann während des Auskristallisierens durch Hinzuwanderung frischer Lösung eine Volumsvergrößerung erzeugt werden, welche die dem bloßen Auskristallisieren entsprechende wesentlich übersteigt (Versuche von BRARD und TABER).

B. Ein in einer Flüssigkeit wachsender Kristall ist durchaus befähigt, nicht nur sein eigenes Gewicht, sondern auch eine zusätzliche Last zu heben (Versuche von BECKER, DAY und TABER). Die Einwände von BRUHNS und MECKLENBURG gehen auf andere Versuchsanordnung zurück, wobei unfreiwilligerweise das RIECKE'sche Prinzip in Erscheinung trat.

C. Ein von einer festen, mit Mutterlauge getränkten Oberfläche in die Luft hineinwachsender Kristall wächst an seinem wandnahen („proximalen“) Ende, wo also mindestens sein eigenes Gewicht gehoben bzw. gehalten wird, allenfalls auch eine zusätzliche Last. Beweis: die Epsomkristalle der Ausblühungen an Mauern und das Kammeis, ferner Versuche von TABER. Das Wachsen geschieht durch Einschleiben neuer Flüssigkeit zwischen Kristall und Wand. Es gibt also natürlich keinen Kristalldruck, wohl aber einen Kristallisationsdruck. Dieser ist auch mindestens für einen Teil der Frostwirkungen verantwortlich zu machen.

Zur „Quellungshypothese“: Quellungen (im Sinne des bisherigen Sprachgebrauches) sind an kolloidreichen Gesteinen, besonders Tonen, wohlbekannt. Verf. (K.) bringt Beispiele auch von festen Kalksteinen. Auch kolloidfreie Gesteine erfahren durch Wasseraufnahme eine [sehr kleine] Ausdehnung. Die zerstörende Wirkung einer wiederholten Tränkung und Trockenlegung durch diese Volumsänderungen (also ohne chemische Vorgänge) wurde schon von HIRSCHWALD vermutet, ist aber bisher nicht erwiesen. Eine Quellung im Sinne von FILLUNGER tritt bei gewissen hochkristallinen Marmoren ein, was durch Abbildungen bewiesen wird. Die Krustenbildung hat zwar den Feuchtigkeitswechsel zur Voraussetzung, ist jedoch in der Hauptsache ein chemischer Vorgang. Dagegen kann FILLUNGER's Quellungshypothese gut zur teilweisen Erklärung des „Absandens“ herangezogen werden. Ebenso ist sie wohl auch noch vielleicht bei manchen anderen Verwitterungserscheinungen mitbeteiligt; wir können jedoch ihre Wirkung im Vergleich zu den übrigen Einflüssen derzeit noch nicht abschätzen.

**Ref. d. Verf.**

**Kieslinger, Alois:** Ist die Krustenbildung an Bausteinen schädlich? (Geologie und Bauwesen. 5. Wien 1933. 64—67.)

In Ergänzung älterer Arbeiten wird nochmals ausdrücklich betont, daß die „Krustenbildung“ eine unter allen Umständen schädliche „Gesteinskrankheit“ ist. Wenn jedoch dem Verf. die Schlußfolgerung zugeschrieben wurde, daß derartige Krusten an Bauten und Denkmälern unter allen Umständen entfernt werden müssen, so ist dies unrichtig und wurde von ihm nie behauptet. Es wird neuerlich an Beispielen aus der praktischen Denkmalpflege besprochen, in welchen Fällen und unter welchen Bedingungen Krusten an Bauten und Denkmalen entfernt werden dürfen oder sollen.

**Ref. d. Verf.**

**Kieslinger, Alois:** Die Abnahme des Pflanzenwuchses auf Großstadtgebäuden. (Geologie und Bauwesen. 5. 1933. 68—70.)

In Ergänzung einer älteren Arbeit, die sich mit der schädlichen Wirkung von Pflanzen auf Bausteine befaßte, wird an Hand von älteren botanischen Arbeiten bewiesen, daß sich der „wilde“ Pflanzenwuchs in den mitteleuropäischen Großstädten in stärkstem Rückgang befindet bzw. größtenteils schon verschwunden ist. Gründe sind die Zerstörung von Standorten und die Zunahme der Rauchgase. Von einem merklichen schädlichen Einfluß der Pflanzen auf Steinbauten größerer Städte kann keine Rede sein.

**Ref. d. Verf.**

**Kieslinger, Alois:** Die Wirkung von Rauch und Ruß auf Gebäude und Denkmäler. (Österr. Bauzeitung. 9. Wien 1933. Heft 28. 237 f.)

Kurze gemeinverständliche Darstellung.

**Ref. d. Verf.**

**Winter, A.:** Der Marmor. (Geologie und Bauwesen. 4. Wien 1932/33. 221—239.)

Untersuchungsverfahren, Fehler in der Verwendung und Behandlung, Reinigung und Fleckentfernung, chemischer Marmorschutz. **Kieslinger.**

**Berg, G.:** Die petrographische Untersuchung der Dachschiefer. (Beitrag zur RINNE-Festschrift.) (Geologie und Bauwesen. 5. Wien 1933. 165—175. Mit 6 Textabb.)

Die eingehenden Untersuchungen des Verf.'s führen besonders dadurch wesentlich über die Ergebnisse von HIRSCHWALD, SEIPP u. a. hinaus, daß er eine reiche Auswahl auch von minderwertigen Schiefen zum Vergleich herangezogen hat. Der Einfluß der Metamorphose ist besonders dadurch gegeben, daß ein gewisser Grad der Rekrystallisation zweifellos für die technisch erforderlichen Festigkeitseigenschaften notwendig ist, daß aber andererseits eine para- bis postkristalline Durchbewegung allein jenen Grad der Schieferung hervorruft, der die Grundlage der Spaltbarkeit und damit der Verwendung überhaupt bildet. Gegenüber einer älteren Auffassung kommt Verf. zu einer höheren Einschätzung der Chloritporphyroblasten, zu einer geringeren der „Tonschiefernädelchen“. Ferner bestätigt er das schon früher behauptete Vorhandensein einer submikroskopischen Verkieselung der guten Dachschiefer,

die vielleicht mit der Chloritbildung genetisch zusammenhängt. Schädlich ist wohl nur der Pyrit, Kalkspat dagegen nur in Verbindung mit Pyrit oder in besonders rauchgasreichen Gegenden. Bei sonst günstigem Gefüge ist hoher Kalkgehalt nicht schädlich.

Der Gehalt an salzsäurelöslichen Silikaten ist bei den Dachschiefen auffallend hoch (5—8 %), der wasserlösliche Anteil (Gips) ist sehr gering. Ein stets in bezug auf den Muscovit vorhandener Überschuß an Tonerde steckt in Amesit bzw. Chlorit.

Schiefer mit flaserigem Gefüge sind wetterbeständiger als solche mit ganz ebenflächigem. Das Gefüge wird bedingt von der Art der ursprünglichen Schichtung, vom Grad der Diagenese und vom räumlichen Verhältnis zwischen der Sedimentschichtung und der darübergeprägten Schieferung. Wenn diese beiden nicht parallel verlaufen oder wenn gar mehrere Schieferungen vorhanden sind, kann das Gestein vollkommen entwertet werden. Auch andere Fehlstellen, Einschlüsse von Versteinerungen oder prätektonischen Konkretionen, Fältelungen, Flexuren, starker Wechsel in Korngröße und Mineralbestand setzen die Brauchbarkeit der Schiefer herab.

**Kieslinger.**

### Bausteine.

**Stolley, E.:** Was ist Quarzit? (Geologie und Bauwesen. 5. Wien 1933. 176—179.)

Verf. beklagt die sehr verschiedenen Begriffsfassungen, die sich unter dem Namen „Quarzit“ bergen, und schlägt vor, den Ausdruck Quarzit auf die ursprünglich klastischen, durch Diagenese oder Metamorphose auch im Bindemittel durch und durch quarzig, also kristallin, gewordenen Sandsteine einzuschränken. Ihnen ständen dann Süßwasserquarze (= Süßwasserchalcedon oder -Quarzin) und der Gangquarz deutlich unterschieden gegenüber. [Ref. vermißt eine Auseinandersetzung mit den bisher als Quarzit bezeichneten kristallinen Schiefen, die doch eines der wichtigsten und häufigsten Gesteine darstellen.]

**Kieslinger.**

**Timofeew, W.:** Bausteine in der Umgebung des Kraftwerkes „Kondostroi“ im Onega-Kreis. (Bull. of the geol. prosp. Service of USSR. 51, 82. Leningrad 1932. 1238—1244. Russ.)

Das Kraftwerk „Kondostroi“ befindet sich am Nordufer des Onegasees, unweit von der Station Kiwatsch der Murmanker Bahn. In der Umgebung des Kraftwerkes kommen verschiedene wertvolle Bausteine vor, die infolge der günstigen Verkehrslage des Gebietes für die Industrie des N von großer Bedeutung sind.

Die Umgebung des Kraftwerkes ist hauptsächlich aus präcambrischen kristallinen Gesteinen (Jatulian und Jotnian) aufgebaut. Die ältesten Gesteine sind durch kristalline Dolomite vertreten, denen schwarze Schungitschiefer, verschiedene Diabase und grüne Schiefer folgen. Die jüngste präcambrische Bildung stellen graue bis grüne Sandsteine (Jotnian) dar. Auf dem Präcambrium lagert unmittelbar das Quartär (Moräne, Bändertone, Sande, Konglomerate usw.).

Die größte Verbreitung besitzen die Diabase, unter deren Verf. vom technischen Standpunkt aus zwei Hauptgruppen unterscheidet: a) die Albit-Hornblende-Diabase und b) die effusiven Varietäten der Diabase (?!). Die erste Gruppe zeichnet sich durch Beständigkeit ihrer Zusammensetzung und ihrer Struktur aus. Die Farbe dieser Diabase wechselt von dunkelgrün bis hellblau. Oft zeigen die Gesteine Absonderungserscheinungen. Der vorherrschende Bestandteil ist Albit und Hornblende; dann folgen Titanit, Epidot, Chlorit und andere sekundäre Mineralien. Die beschriebenen Diabase zeigen große Festigkeit und lassen sich gut polieren. Sie wurden bisher hauptsächlich für Denkmäler verwendet.

Die zweite Gruppe der Diabase weist große Verschiedenartigkeit in der Struktur auf. Häufig kommen auf ein und demselben Fundort einige Diabas-Varietäten nebeneinander vor. Die Vorräte dieser Diabase, ihre Lagerungsverhältnisse und technische Eigenschaften sind noch recht wenig bekannt.

Unter den die Diabase begleitenden Tuffen sind die grünen Schiefer bei Dorf Ssusari zu erwähnen, die wertvolle Bausteine darstellen. Sie wurden zur Herstellung von Wandbekleidungen, Stufen usw. verwendet.

Die schwarzen Schungitschiefer sind dicht und gut polierbar. Bei der Verwitterung liefern sie eine schwarze Masse, die infolge der Kaliführung als Düngemittel verwendet werden kann.

Marmore (richtiger kristalline Dolomite) des Gebietes wurden schon in einigen speziellen Arbeiten beschrieben.

Bei den Sedimentgesteinen verdienen die Bändertone eine besondere Beachtung, die ein wertvolles Material für die Ziegelsteinindustrie darstellen.

#### N. Polutoff.

**Wybergh, W.:** The building stones of the Union of South Africa. (Geol. Surv. Mem. 29. 1932. 238 S.)

Besprechung der Hauptbausteine des Landes, ihrer Verteilung und ihres Charakters. Sedimentgesteine sind der Hauptgegenstand der Abhandlung, besonders Sandsteine der Kohlschichten. Verwitterung wird genau besprochen, ferner die Prüfung der Bausteine und deren Methoden. Die Ergebnisse solcher Prüfungen an 144 Gesteinen werden mit einer Beschreibung der letzteren gegeben; von diesen sind 102 Sandsteine, 22 Granite, 10 Kalksteine und Marmore und 10 verschiedene andere Typen. Die geprüften Steine werden dann nach Dauerhaftigkeit geordnet.

Nach Ref. in Annot. Bibl. of Ec. Geol. 1933 V. 2.

Schoep, A., A. L. Hacquaert and A. Goossens: Recherches lithologiques sur les roches carbonatées du Katanga. (Ann. Musée Congo Belge, A—I. 2. Nr. 1. Bruxelles 1932. 103 S.)

Oates, F.: Limestone deposits of Tanganyika Territory. (Geol. Surv. of Tanganyika. Bull. 4. Dar es Salaam 1933. 120 S. Mit 7 Taf.)

**Mansfield, G. R.:** Some deposits of ornamental stone in Montana. (U. S. Geol. Surv. Circular. 4. 1933. 22 S.)

In der Arbeit werden 4 verschiedene Vorkommen von Natursteinen für Bildhauerei usw. in Montana beschrieben. Es handelt sich um 2 Vorkommen

von Onyxmarmor bei Manhattan und westlich Landusky, Travertinvorkommen bei Gardiner und um ein kieseliges Gestein, das wahrscheinlich einen umgewandelten Tuff vorstellt, bei Virginia City.

Bei dem Onyxvorkommen von Manhattan handelt es sich um Kalkspatgänge in einem dünnplattigen Kalk der Madison-Formation. Der hauptsächlich abgebaute Gang ist über 20 m mächtig und zeigt vertikale Bänderung.

Das Travertinvorkommen bei Gardiner liegt auf einer Flußterrasse. Die Hauptmasse hat eine Länge von ca. 2,5 km und eine Mächtigkeit von wenigen Dezimetern bis zu 7 m. Die Ablagerung erfolgte durch heiße Quellen. Das Material war ursprünglich weich und wurde erst später verfestigt. Mehrere Analysen des Materials werden angegeben. Es besteht mindestens zu 99 % aus  $\text{CaCO}_3$ . Es wird in verschiedenen Steinbrüchen gewonnen, die im einzelnen beschrieben werden.

Die Arbeit beschäftigt sich weiter besonders mit Vorratsberechnungen usw.

#### Cissarz.

**Loughlin, G. F.:** Indiana oolitic limestone. (Guidebook. 2. XVI. Int. Geol. Congr. Washington 1932. 20—31.)

Das Gebiet liefert 40 % der gesamten Naturbausteine und 80 % der als Bausteine verwandten Kalke der Ver. Staaten. Über die näheren Einzelheiten des Vorkommens vgl. Ref. dies. Jb. 1931. II. 598.)

#### H. Schneiderhöhn.

Stauffer, C. R. and G. A. Thiel: The limestones and marls of Minnesota. (Univ. of Minnesota Press, Minneapolis 1933. 193 S. Mit 93 Fig. Preis \$ 1.00.)

### Hochfeuerfeste und keramische Rohstoffe. Zement- und Mörtelrohstoffe.

Banko, R.: Der Magnesit und seine Verarbeitung. (Technische Fortschrittsberichte. 28. 1932. Verlag Theodor Steinkopff, Dresden u. Leipzig.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1933. I. 486—489.

Leighton, H. and F. B. Shaw: Clay and Shale Resources in Southwestern, Pennsylvania. (Pennsylvania Topogr. a. Geol. Surv. Bull. M—17. Harrisburg 1932. 190 S. Mit 16 Abb. u. 27 Taf., farb. geol. Karte 1 : 380160.)

**Miller, B. L.:** The Lehigh portland-cement district, Pennsylvania. (XVI. Int. Geol. Congr. Washington 1933. Guidebook. 8. 30—38.)

Neben einer Zusammenfassung über Entwicklungsgeschichte und Produktion der Portland-Zement-Industrie des Lehigh-Distriktes gibt Verf. geologische Erläuterungen über Stratigraphie und petr. Eigenschaften (Analyse von „cement-rock“) der ordovicischen Jacksonburg-Formation. Paläontologischer Inhalt und tektonische Verhältnisse werden kurz angeführt, ebenso wird zum Schluß der Fabrikationsvorgang besprochen. **Kautzsch.**

**Mache, Augustin:** Contribution à l'étude des mortiers hydrauliques. (C. R. 197. 1933. 1420.)

Verf. hat beobachtet, daß die Verwendung von Sand, der organische Substanzen enthält, das Festwerden verzögert und die Widerstandsfähigkeit der hydraulischen Mörtels vermindert. Verf. hat nun in zwei normale Sande, wovon einer kalkig, der andre kieselig, Humussubstanz in Form von Blumenerde gebracht. Das Festwerden wurde bedeutend verzögert; der Widerstand sank in 28 Tagen auf etwa ein Drittel des normalen Wertes.

Zur Erklärung zieht Verf. eine Hypothese heran analog der von SCHLOSSING aufgestellten betreffs Einwirkung von Humus auf die Koagulation des Tones. Es wird vermutet, daß der Humus kolloidal sich um den Sand setzt und so den normalen Prozeß verhindert. Verf. neigt aber mehr dazu, die Säurewirkung der Humussubstanz verantwortlich zu machen und zeigt dies durch Zusatz von Alkalien (Natronlauge) oder einer kleinen Menge freien Kalkes zu dem Bindemittel, dem Calciumhydrat.

M. Henglein.

### Übersichten technisch nutzbarer Gesteins- und Mineralvorkommen.

**de Quervain, F. und M. Gschwind:** Die nutzbaren Gesteine der Schweiz. Mit einer Einführung von P. NIGGLI. (Herausgegeben v. d. Geotechnischen Kommission d. Schweiz. Naturf. Gesellsch. 1934. 468 S. Mit 4 Taf. u. 65 Abb. Bern, Verlag Hans Huber.)

Das Werk soll vom Standpunkt des Geologen und Petrographen einen Überblick geben über die mineralischen Rohstoffe der Schweiz mit Ausnahme von Torf, Kohlen und Erzen. Insbesondere werden behandelt die Felsgesteine für Straßenbau, Hoch- und Tiefbau, die Rohstoffe für die Zement- und Kalkfabrikation, die Kiese und Sande in ihrer mannigfachen Anwendung, die Mergel und Tone für die Ziegelei. Der umfangreiche Stoff ist nicht nach der Verwendungsart angeordnet, da sonst viele einheitliche Gesteinsvorkommen an mehreren Stellen besprochen werden müßten, sondern nach den großen geologischen Einheiten des Landes. Somit gibt NIGGLI in der Einführung in seiner bekannten meisterhaften Weise einen vorzüglichen kurzen Überblick über die Eruptivgesteine, Sediment- und metamorphen Gesteine und die Vorgänge ihrer Bildung. Danach erläutert DE QUERVAIN die schweizerischen geologischen Einheiten: Alpen, Mittelland, Jura und weist in einem eigenen Abschnitt auf die Bedeutung der Faltungserscheinungen auf die Festigkeit der Gesteine hin. Es folgt dann die Einzelbesprechung nach folgenden Abschnitten: Das Kristallin der Alpen und des Tafeljura; die Kalkgesteine, Schiefer und Sandsteine der Alpen; die mesozoischen Gesteine des Juragebirges; die tertiären Gesteine von Mittelland und Juragebirge; die Gesteine und Neubildungen vom Diluvium und Alluvium; verschiedene andere Gesteine und Mineralien.

Im zweiten Teil werden zunächst auf Grund der Einzelbefunde des ersten Teiles die wichtigsten Ergebnisse zusammengefaßt, geordnet nach der Verwendungsmöglichkeit. Dann folgt ein sehr hübsches Kapitel über die Prüfungsverfahren der natürlichen Gesteine, nicht nur der Bausteine und Straßenbaumaterialien, sondern auch der Tone, Sande, Kiese, Kalk und Mergel. Ein weiterer Abschnitt behandelt die Verfärbungen der Gesteine bei Verwendung im Freien. Willkommen ist endlich eine zusammenfassende Dar-

stellung der Gesteinsverwitterung und Bodenbildung in der Schweiz. Den Schluß machen wirtschaftliche Angaben über die Gewinnungs- und Verarbeitungsstellen der Gesteinsmaterialien in der Schweiz und über den Außenhandel damit (siehe nächstes Referat). **H. Schneiderhöhn.**

Geotechnische Karte der Schweiz 1:200 000. (Herausgegeben von der Geotechnischen Kommission der Schweiz. Naturf. Gesellsch. Blatt Nr. 1: Neuchâtel—Bern—Basel. Erläuterungen von P. NIGGLI und F. DE QUERVAIN. 1934. Geogr. Kartenverlag Kümmerly u. Frey, Bern.)

Erstes Blatt nebst Erläuterungen einer vierblättrigen Geotechnischen Karte der Schweiz. Sie soll einen Einblick in die Bodenverhältnisse geben, einen Überblick über das Vorkommen und die Ausbeutung nutzbarer Gesteine, Baumaterialien und sonstiger mineralischer Rohstoffe. Sie wendet sich somit in erster Linie an Land- und Forstwirte, Kulturingenieure, Bauingenieure, Architekten, Straßenfachleute, darüber hinaus aber auch an jeden, der für die bodenständige Industrie und die Volkswirtschaft der Schweiz interessiert ist.

Plan und Ausführung stammen von P. NIGGLI, F. DE QUERVAIN, M. GSCHWIND und R. M. WINTERHALTER, alle im Min.-petr. Inst. der E.T.H. Zürich.

Als Zweck und Ziel der Karte wird angegeben:

1. Die gesteinskundliche Landesaufnahme unter besonderer Berücksichtigung der Variation der technischen Eigenschaften der Rohstoffe. Bei Sedimenten: Darstellung der Fazies, des Grades der Verfestigung, der Zerklüftung und mechanischen Beanspruchung. Dabei werden technisch gleichwertige, aber geologisch verschiedenartige Gesteine nicht mehr voneinander unterschieden. Bei Eruptiv- und metamorphen Gesteinen: Mineralbestand, Chemismus, Korngröße, Struktur, Textur, Absonderung, Zerklüftung, Wasserdurchlässigkeit usw., kurz alle „faziellen“ Eigenschaften, die den Verwendungszweck in besonderer Weise bedingen.
2. Aufnahme der technisch oder volkswirtschaftlich wichtigen Minerallagerstätten mit ihren Eigenschaften und Abbaumöglichkeiten.
3. Bodenkundliche Aufnahme, d. h. die Darstellung der Bodenverhältnisse in ihrer Abhängigkeit vom Gesteinsuntergrund, Niederschlag, Verdunstung, Temperatur, Exposition, Lage zum Grundwasserspiegel usw.

Von Gesteinsgruppen oder Gesteinsserien werden unterschieden: Oberflächenschutt und Felsuntergrund, beide eingehend nach obigen Gesichtspunkten weiter gegliedert und auf der Karte mit Flächenfarben dargestellt.

Für Ausbeutestellen und Vorkommen, die mit Flächenfarbe nicht darstellbar sind, wurden zahlreiche Zeichen verwendet. Sie betreffen teils Größenmaße, Bedeutung und gegenwärtigen Zustand der Ausbeutestellen (z. B. in größerem Umfange oder gelegentlich ausgebeutet oder aufgelassen), teils bezeichnen sie den Stoff selbst. — Alle unterschiedenen Gruppen und Untergruppen werden in der „Erläuterung“ kurz und klar definiert.



Als Nebenkarte ist diesem Blatt 1 eine Bodentypenkarte der Schweiz 1 : 1 Mill., entworfen von H. PALLMANN und H. GESSNER, beigegeben. In der ausführlichen Legende sind angeführt: die wichtigsten Muttergesteine des betr. Bodens, die natürliche Typenserie, gegliedert nach der Höhenschicht (montan, subalpin, alpin, nival) und die Serienglieder. Beispiel: Montane Braunerde: Rohböden → unreife Braunerde → Braunerde → leicht podsolierte Braunerde, alle entstanden hauptsächlich aus sed. Mischgesteinen, Molasse, Flysch, Bündner Schiefer, alten und jungen Alluvionen. — Damit ist die für den Geologen und Petrographen zweckmäßigste Bodendarstellung gegeben, die die Böden unmittelbar als Glieder und Vorstufen der Gesteine der sedimentären Abfolge erkennen läßt, ihre land- und forstwirtschaftlichen Eigenschaften aber auch nicht vernachlässigt.

Es handelt sich bei dieser geotechnischen Karte um ein ganz hervorragendes und vielseitig anregendes Unternehmen, dem kaum etwas Ähnliches in der Weltliteratur an die Seite gestellt werden kann. Daß Druck und Ausführung erstklassig sind, dafür bürgt der Name des rühmlichst bekannten Berner Kartenverlags.

**H. Schneiderhöhn.**

---

### Berichtigung.

In Ref. 1934, II, Heft 1, muß es heißen:

- S. 11, Z. 5 v. u. „damit“ statt „dabei“.
- S. 12, Z. 16 v. o. „erstere“ statt „ersterer“.
- S. 55, Z. 16 v. u. „am 22. 11.“ statt „am 12. 11.“
- S. 55, Z. 6 v. u. „erweisen“ statt „erweiterten“.
- S. 58, Z. 23 v. u. „M. HARTMANN“ statt „H. MARTIN“.
- S. 62, Z. 2 v. u. „über 500° C“ statt „500° C“.

M.



# Erdölkrise?

## Ein kurzer Überblick über die gesamte Öltechnik und Ölwirtschaft

von

**Dr. Karl Krüger**

Professor an der Technischen Hochschule in Berlin.

**Preis RM 2.85**

Kartoniert in farbigem Umschlag. 64 Seiten. 4 Abbildungen.

### Aus dem Inhalt:

I. Einleitung (Literatur, Maße). — II. Übersicht über die Erzeugnisse der Öltechnik. — III. Leitsätze. — IV. Geologisches, Förderung, Transport, Lagerung. — V. Die einzelnen Erdöl erzeugnisse. Benzine. Leucht- und Putzöle, Öle zur Ölgasherstellung, Diesellole, Heizöle, Schmieröle (Achsenöle, Spindelöle, Maschinenöle, Zylinderöle). Paraffine, Asphaltbitumen. — VI. Kunst-, Ersatz- und Streckmittel (pflanzliche und tierische Öle, Teerprodukte der Stein- und Braunkohlen, Graphit und Talk, Benzol, Spiritus, Kohleverflüssigung). — VII. Deutschlands Ölwirtschaft. — VIII. Konzern- und Länderübersichten. (Standard Oil Company, Royal-Dutch Shell, Anglo Persian, Burmah Oil Company. — Vereinigte Staaten von Amerika, Kanada, Mexiko, Venezuela, Kolumbien, Peru, Argentinien, übriges Amerika. Europa: Rußland, Rumänien, Polen, England, Frankreich, Italien usw. Asien: Persien, Irak, Türkei, Syrien und Palästina, Indien, China, Japan. Australien. Afrikanische Länder.) — IX. Weltförderung (nach Ländern dargestellt; die Tabelle enthält folgende Spalten: Anteil an der Gesamt-Produktion, Millionen Faß, Millionen Tonnen, Zahl der Autos). — X. Weltölvverbrauch (in Tabellenform; links die einzelnen Länder, anschließend die Rubriken: Benzin, Leuchtöl, Gas- und Heizöl, Schmieröl, Verschiedenes, Summe). — XI. Schätzung der Förderung von 1933. — XII. Erdölreserven der Welt. — Schlagwortverzeichnis.

Wenn auch in diesem Buche die Geologie des Erdöls nur kurz gestreift wird, so dürfte es doch auch für jeden Geologen von Interesse sein, einen allgemeinen Überblick über die Erdölwirtschaft zu gewinnen. Diesen vermittelt die Broschüre Krügers, die dem heutigen Stand entsprechend alles Wesentliche über den Fragenkomplex „Erdöl“ bringt, ohne sich in Einzelheiten zu verlieren.

Soeben erschienen:

Juli 1934

# Die Bodenschätze des Staates Minas Geraes (Brasilien)

von **Dr. B. von Freyberg**  
o. Professor an der Universität Erlangen

Mit 12 Tafeln, 73 Abbildungen im Text  
und auf 20 Textbeilagen und 84 Tabellen  
im Text und auf 5 Tabellenbeilagen.

gr. 8<sup>o</sup>. 1934. 453 Seiten. Preis geheftet RM. 54.—

Hat Professor v. Freyberg in seinem 1932 erschienenen Werk den geologischen Aufbau von Minas Geraes behandelt, so sind es in dem neuen Buch die Lagerstätten, die gewissenhaft beschrieben und dargestellt werden. Die Lagerstätten von Minas Geraes zogen schon von jeher das Interesse der Geologen, Mineralogen, Wirtschaftler und Bergwerksgesellschaften auf sich, neben dem ganz selbstverständlichen, örtlichen Interesse, das den Bodenschätzen vom brasilianischen Handel, der Industrie, den Regierungsstellen und den einschlägigen wissenschaftlichen Institutionen Südamerikas entgegengebracht wird. Das starke Vorkommen der Manganerze — das wichtigste bergmännische Produkt Brasiliens — sowie die Eisenerze sind bekanntlich von großer Bedeutung für Gegenwart und Zukunft. Minas Geraes genießt ferner auch einen Ruf für die dort vorkommenden Edelmetalle (Topas, Turmalin, Smaragd, Aquamarin), die ja in der Hauptsache in Deutschland verschliffen werden.

Professor v. Freyberg hat in seinem Werk neben den umfangreichen und gründlichen, eigenen Forschungen das gesamte bisher veröffentlichte, teils schwer zugängliche Material über die Bodenschätze von Minas Geraes mitverwertet, wobei er kritische Sichtung und Prüfung vornahm. Außer den rein lagerstättenkundlichen Kapiteln enthält das Buch wertvolle Abschnitte über die Geographie, das Klima, die Vegetationsgebiete und Volkswirtschaft des Landes, um jedem, der etwa als Bergingenieur oder Wirtschaftsgeologe das Land bereist, das Wichtigste von den natürlichen und wirtschaftlichen Verhältnissen zu vermitteln, wodurch ihm das Studium zahlreicher Einzelschriften erspart wird. Eine große Zahl von Abbildungen und Karten im Text, auf Tafeln und Beilagen, sowie viele Tabellen veranschaulichen und ergänzen das geschriebene Wort. Den einzelnen Kapiteln sind jeweils Literatur-Zusammenstellungen vorausgeschickt.

Das Werk kann mit Recht als die beste und verlässlichste Gesamtdarstellung über die Bodenschätze von Minas Geraes bezeichnet werden. Dem Geologen, Mineralogen und Petrographen, wie auch allen denen, die mit Lagerstätten von Minas Geraes zu tun haben, weiß das Werk außerordentlich viel Interessantes zu bieten!

*Ausführlicher Prospekt mit Inhaltsübersicht kostenlos!*

**E. SCHWEIZERBART'SCHE**  
**VERLAGSBUCHHANDLUNG**  
**(ERWIN NÄGELE) GMBH. STUTTGART-W**

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung (Erwin Nägele) G. m. b. H.,  
Stuttgart, Johannesstr. 3 a.

Druck von Ernst Klett, Stuttgart.