

Petrographie.

Allgemeines

G. M. Murgool: Nomenclatura în Mineralogie și Petrografie. (Die mineralogische und petrographische Nomenklatur in der rumänischen Sprache.) (Dări de seamă. Inst. Geol. al României. V. 90—91. 1916. Französische Übersetzung in Comptes Rendus V. 101—103. 1923.)

St. Cantuniar: Nomenclatura în Mineralogie și Petrografie. (Dări de Seamă, Inst. Geol. al României. VIII. 226—231. 1926.)

Die Verf. besprechen die Prinzipien der rumänischen Namengebung für Mineralien und Gesteine. Die von Eigennamen (Orts- und Personennamen) abgeleiteten Bezeichnungen werden etymologisch, die übrigen phonetisch geschrieben. Die rumänische Nomenklatur schließt sich eng an die französische und auch an die deutsche an.

A. Streckelsen.

St. Cantuniar: Lexic mineralogic-petrografic german-francez-român. (Mineralogisch-petrographisches Wörterbuch, deutsch-französisch-rumänisch.) (Annales des mines de Roumanie. VIII. 1925 und IX. 1926. Außerdem separat Bucarest 1922.)

Nachdem einleitend die Prinzipien der rumänischen Nomenklatur besprochen worden sind, werden drei Tabellen gegeben, die alle sowohl nach den deutschen wie auch nach den französischen Ausdrücken alphabetisch geordnet sind. Der erste Teil enthält die hauptsächlichsten physikalischen und chemischen Eigenschaften der Mineralien und Gesteine, der zweite die Mineralien selbst, der dritte die Gesteine und die Art ihres Vorkommens. Obwohl im Gebrauch der Bezeichnungen noch keine vollständige Einigkeit herrscht, werden doch weitaus die meisten Mineralien- und Gesteinsnamen vorwiegend in der hier genannten Form verwendet.

A. Streckelsen.

Vanderwilt, J. W.: Improvements in the polishing of ores. (Econ. Geol. 1928. 23. 292—316.) — Ref. ds. Jb. 1929. I. 281.

Weymouth, A. A.: Simple methods for making thin sections. (Econ. Geol. 23. 1928. 323—330.) — Ref. ds. Jb. 1929. I. 281.

- Osborne, F. F.: Technique of the investigation of iron ores. (Econ. Geol. 23. 1928. 442—450.) — Ref. ds. Jb. 1929. I. 282.
- Moritz, H.: Eine Vorrichtung zum Ausbohren analysenreiner Mineralteilchen aus Anschliffen unter dem Erzmikroskop. (Cbl. f. Min. etc. 1929. A. 251—254.)
- Correns, Carl W.: Bestimmung der Brechungsexponenten in Gemengen feinkörniger Minerale und von Kolloiden. (Fortschr. d. Min., Krist. u. Petr. 14. Berlin 1929. 26—27. = Cbl. f. Min. etc. 1929. A. 408—410.)
- Kunitz, W.: Der volumetrische Phasenanalyse mittels der Zentrifuge, eine neue Methode zur quantitativen Gesteinsbestimmung. (Fortschr. d. Min., Krist. u. Petr. 14. Berlin 1929. 44—47. = Cbl. f. Min. etc. 1929. A. 429—432.)
- Müller, H.: Über die quantitative Trennung feinsten Gemenge von Mineralien verschiedenen spezifischen Gewichtes mittels eines neuen Zentrifugenplans. (Fortschr. d. Min., Krist. u. Petr. 14. Berlin 1929. 52. = Cbl. f. Min. etc. 1929. A. 428—429.)

H. Hueber: Bemerkungen über die Bestimmung des Titans und Eisens in Gesteinen. (Min. u. Petrogr. Mitt. 40. 1929. 192—195.)

Eine neue Methode zur Bestimmung des Titans neben Eisen in den Gesteinen wird vorgeschlagen. Nach ihr wird die schwefelsaure Lösung des Soda-Borax-Aufschlusses der Sesquioxide je nach dem TiO_2 -Gehalt mit der nötigen Menge H_2O_2 versetzt, das Ti wie gewöhnlich kolorimetrisch ermittelt, die Lösung hierauf bis zum völligen Verschwinden der orangefelben TiO_2 -Farbe erhitzt, mit NH_3 gefällt, absetzen gelassen, filtriert, ein- bis zweimal mit heißem H_2O gewaschen, mit HCl 1 : 1 in dasselbe Becherglas gelöst und, wie F. P. TREADWELL vorschreibt, nach ZIMMERMANN-REINHARDT titriert.

Der Vorteil dieser Methode liegt in der Zeitersparnis, da das titrimetrische Verfahren etwa ein Viertel der Zeit der gravimetrischen Methoden beansprucht.

Chudoba.

Teleky, L.: Die Gefahren des Thalliums. (Cbl. f. Min. etc. 1929. A. 396 bis 397.)

Eruptivgesteine.

H. Borchert: Magmatische Differentiationsprozesse. (Zs. prakt. Geol. 38. 1930. 52—59.)

Verf. behandelt zunächst die Differenzierung im allgemeinen und kommt dann im einzelnen auf die Zerfallprodukte basischer und ultrabasischer Gesteine zu sprechen. Betreffs Ausscheidung von Stoffen aus einer komplexen Schmelze unterscheidet Verf., ohne alle Möglichkeiten zu erschöpfen, im wesentlichen die folgenden drei Fälle:

1. Aus einer komplexen Schmelze scheidet sich ein Stoff A aus, dessen Schmelze ein gutes Lösungsvermögen für den bei verhältnismäßig niedriger Temperatur kristallisierenden Stoff x besitzt; daher für x: *ungehinderte*

Diffusion, hohe Keimzahl (KZ), fehlende Kristallisationsgeschwindigkeit (KG). Die Ausscheidungstemperatur x ist noch nicht erreicht. Aus dem Bestreben aller Stoffe, rein zu kristallisieren, ergibt sich in diesem Fall eine Häufung kugeliger und schlauchförmiger Gebilde von x auf den Flächen geringerer Kohäsion von A oder aber im Grenzfall eine homogene Verteilung winziger Kügelchen, deren Dimensionen von kolloider oder molekularer Größenanordnung sein können.

2. Aus einer komplexen Schmelze scheidet sich ein Stoff B aus, dessen Schmelze ein gutes Lösungsvermögen für den Stoff x besitzt, der bei gleicher Temperatur wie B kristallisiert; daher für x : *gehinderte Diffusion*, meist hohe KZ, meist kleine KG. Die Kristalle von x scheiden sich auf den Spaltflächen von B ab.

3. Aus einer komplexen Schmelze scheidet sich ein Stoff C aus mit gutem Lösungsvermögen für x , welches letzteres schon bei sehr hoher Temperatur kristallisiert, daher für x : *ungehinderte Diffusion*, meist kleine KZ, meist große KG. Größere Kristalle von x liegen regellos in C.

Verf. zeigt dann in einem Hortonolith-Dunit-Dünnschliff Einschlüsse mit Plagioklas und Hornblende im Olivin, der an den Reaktionsrändern schwach in Iddingsit umgewandelt ist. Hornblende und Biotit sind in paralleler Verwachsung gleichzeitig als Zwickelfüllung der Olivinkörner ausgeschieden, wobei die Erzeinschlüsse zu größeren Körnern zusammengeballt wurden. Biotit und Hornblende scheiden sich so langsam aus, daß sie sich dabei vom Erz größtenteils reinigen können. Plagioklas, der offenbar zuletzt ausgeschieden wurde, enthält feine Erztröpfchen, die darauf hinweisen, daß bei der Auskristallisation eine Mischung der Plagioklassubstanz mit dem Erz übrigblieb. Das Erz wurde dabei infolge der hohen Viskosität der Feldspäte nicht idiomorph ausgeschieden. Auf Spältchen des Olivins oder in Zwickelfüllungen sind auch geringe Mengen des Erzes enthalten.

Die Untersuchung einer Anzahl von Dünnschliffen basischer bis ultrabasischer Gesteine ergab, daß die im Dunit festgestellten Restschmelzen keine zufällige Bildung sind, sondern in sämtlichen Olivinen, Hypersthenen usw. angetroffen wurden. Verf. zeigt einen Hypersthen, der neben kleinen Einschlüssen von monoklinen Pyroxenen einen größeren Plagioklaseinschluß mit Erzeinschluß einer Zwillingslamelle folgend enthält. Idiomorph eingelagert finden sich nun im Plagioklas Apatitsäulen.

Ausscheidungen von ultramikroskopisch tröpfchenförmigen Erzen bis hinauf zu makroskopisch sichtbaren Dimensionen, sowie die Restschmelzen von Feldspat, Biotit, Hornblende und Chlorit, die Erz in ähnlicher Verwachsung führen, sind in den Schliffen der verschiedensten Vorkommen ohne wesentliche Abweichung.

Verf. errechnet ein spezifisches Gewicht für die Restschmelze von 3,37. Im einzelnen beträgt der Erzgehalt der Restschmelzen oft 30—90 %. Daraus folgt, daß bei entsprechender Abkühlungszeit und der dadurch bedingten Kristallisationsgeschwindigkeit des erst ausgeschiedenen Olivins oder Hypersthenes eine Restschmelze übrigbleiben kann, die spezifisch wesentlich schwerer als die ausgeschiedenen Olivine ist. Diese Schmelze saigert aus den Olivin-

körnern aus und sammelt sich darunter an. Die Eisenerzausscheidungen von Magnetit in syenitischen Gesteinen zeigen solche Aussaigerungen in größerem Maßstab. So führen die Lagerstätten von Kiruna und Gellivare, sowie die von Cerro de Mercado in Mexiko wesentliche Mengen von Apatit, der ja gleichfalls in die Restschmelze eingeht. Während nun Magneteisen in einer feldspatreichen Restschmelze ganz besonders löslich ist, sind Chrom und Titan mehr an die Mittelglieder der Differentiationsprodukte zwischen Olivin-gesteinen und den Plagioklas-Biotit-Hornblende-Erz-Restschmelzen geknüpft.

In einer Abbildung gibt Verf. einen schematischen Schnitt durch die Erdkruste, um seine Darlegungen zu erläutern. Die Darstellung soll in der Hauptsache aufdecken, daß aus den mikroskopischen Beobachtungen der Löslichkeit der einzelnen Schwermetalle in den einzelnen Mineralien bzw. deren Schmelzen eine in gewissem Sinne zweimalige Differentiation zu folgern ist. Die Schmelze, aus welcher die monoklinen Pyroxene auskristallisieren würden, hat ein besonders großes Lösungsvermögen für die Sulfide, für Chromit und Ilmenit. Die Pyroxene zeigen öfter Einschlüsse von diesen Mineralien, während sie von einer Plagioklas-Hornblende-Magnetitschmelze umgeben sind, die bei gegebener niedriger Konzentration von $(\text{Fe}, \text{Ni})\text{S}$, Fe_7S_8 , $\text{FeO} \cdot \text{Cr}_2\text{O}_3$, $\text{FeO} \cdot \text{TiO}_2$ in dem Pyroxenit nach den oben erläuterten Verhältnissen der spez. Gewichte aus diesem Pyroxenit aussaigern muß. Es sind ganz bestimmte Abkühlungs- und damit Kristallisationszeiten vorauszusetzen, damit ein Diorit in Granit und Gabbro differenziert.

Ein erzführender Proterobas von Sohland an der Spree läßt erkennen, daß ebenso wie die Augite die braunen Hornblenden fast stets Einschlüsse von Kupferkies und Magnetkies enthalten, die sich dem Kristallgefüge anpassen bzw. tröpfchenförmig ausgebildet sind. Die Ausscheidung der Sulfide, die typischerweise mit Apatit und Titaneisen vergesellschaftet sind, aus der Proterobasschmelze fand unter anderen Bedingungen statt als bei der offenbar in größerer Tiefe und bei höherem Druck erfolgten Aussaigerung dieser Proterobasschmelze aus einem mehr Olivin, Hypersthen usw. führenden Magma. Ein solches Differentiationsprodukt bedingt unter Druck und Temperatur, wie sie nahe der Erdoberfläche herrschen, eine andere Ausscheidungsfolge der Komponenten.

Verf. kommt dann auf den Wassergehalt des Magmas zu sprechen. Auch die Grünsteinbildung erscheint in neuer Perspektive. Es handelt sich dabei nicht um aufgestiegene Thermen; denn man findet keine Zuführungsspalten und intensiv zersetzte Zonen. Das häufig beobachtete allmähliche Ausklingen der Grünsteinbildung ist durchaus mit primär verschiedenem Wassergehalt des Magmas vereinbar. Die gleichmäßige Umwandlung mächtiger Gesteinskomplexe und die Art der chemischen Umsetzungen machen eine Zersetzung durch unmittelbar „magmatisches“ Wasser, d. h. durch Wasser, das bei der Ausscheidung der femischen Gemengteile in der „Restschmelze“ angereichert wurde, mehr als wahrscheinlich. In diesem Zusammenhang erscheinen auch die Pipes in anderem Licht, in denen sich auch stets basisches Material, eventuell sogar Material, das Mineralien von so kleinem Molekularvolumen bildet, wie dies den gewaltigen Teufen entspricht, aus dem beispielsweise

weise die Kimberlite Südafrikas aufgestiegen sind. Was die Lagerstätte von Kiruna anbetrifft, so stellt sie vielleicht die Tiefenfazies dar, deren Oberflächenfazies längst erodiert ist. Die Zusammensetzung des Erzmagmas von Kiruna stimmt mit den meist anzutreffenden Miniaturrestschmelzen überein.

Man hat in Zukunft nicht nur mit Wechselwirkungen zu rechnen, die sich innerhalb der Magmen der oberen Differentiationszone abspielen, sondern es ist ein neuer Komplex von Differentiationserscheinungen herausgeschält, der mit dem oberen in vielfache Wechselwirkung treten kann. Verf. hofft, daß sich aus dem genauen mikroskopischen Studium von Eruptivgesteinen und Erzmagmen wesentliche Erkenntnisse in viel höherem Maße ergeben, woraus die Löslichkeitsverhältnisse, die in der Natur herrschen, meist viel klarer zu erkennen sind, als aus noch so sorgfältig hergestellten und nur chemisch analysierten künstlichen Schmelzen. **M. Henglein.**

A. Laacroix: Les pegmatoides des roches volcaniques à facies basaltique. (Compt. Rend. 187. 1928. 320—326.)

Verf. weist auf die deutschen Benennungen Dolerit und Nephelindolerit hin und versteht unter Pegmatoiden Gesteine, die von der allgemeinen Lava abweichen infolge ihrer chemischen und mineralogischen Zusammensetzung.

Im Weit'chang findet sich bei Hoa-mou-kéon (Quellen des Siramouren) ein Olivinbasalt mit porphyrischer Struktur, der eine Anzahl paralleler Gänge von 20 cm mittlerer Mächtigkeit enthält. U. d. M. zeigten sich darin Labrador, skelettartiger und ophitischer Titanaugit, Magnetitoktaeder, intersertale Mikrolithe von Orthoklas, wenig Glas, Analcim, Apatitnadeln, Olivin. Die Analysen des Basaltes C und die seines Pegmatoides C₁ zeigen, daß in letzterem mehr Al₂O₃, Na₂O, K₂O, TiO₂, P₂O₅ sind und viel weniger MgO als im Basalt. Der Basalt ist andesinreich, sein Pegmatoid ein monzonitischer Natron-Shonkinit.

Von derselben Art sind die Pegmatoide von Bora-Bora (Archipel de la Société) (Analysen B, B₁ und B₂) und von Beaulieu (Bouches-du-Rhône) (Analysen A, A₁, A₂, A₃):

	A	A ₁	A ₂	A ₃
SiO ₂	45,76	50,56	50,72	51,34
Al ₂ O ₃	10,45	13,77	11,23	11,96
Fe ₂ O ₃	3,74	7,44	5,93	4,54
FeO	6,54	3,80	6,37	6,26
MgO	13,82	3,88	5,24	2,34
CaO	10,40	8,08	9,02	8,18
Na ₂ O	2,45	4,10	3,35	4,26
K ₂ O	0,91	2,13	1,32	1,92
TiO ₂	3,30	3,72	3,02	4,14
P ₂ O ₅	0,65	0,84	0,44	0,93
H ₂ O +	2,16	1,14	1,83	2,81
H ₂ O —	0,15	0,53	1,76	1,75
MnO	n. d.	0,13	n. d.	n. d.
	100,33	100,12	100,43	100,43

SiO ₂ frei %	—	2,8	5,0	5,9
Nephelin	—	—	—	—
An % des Plagioklas .	42	26	35	18
Σ b	57,1	35,8	43,4	35,0

	B	B ₁	B ₂	C	C ₁
SiO ₂	43,36	44,96	45,46	45,42	46,12
Al ₂ O ₃	11,78	15,63	15,84	13,10	16,38
Fe ₂ O ₃	5,47	6,24	5,03	4,51	3,72
FeO	6,99	6,18	7,08	7,66	6,63
MgO	14,27	3,82	2,94	9,30	3,26
CaO	9,98	9,28	7,88	10,62	10,16
Na ₂ O	1,41	2,84	3,65	2,82	4,67
K ₂ O	1,34	2,76	3,41	1,57	3,07
TiO ₂	2,62	4,62	3,24	2,42	3,04
P ₂ O ₅	0,38	0,54	0,74	0,50	0,81
H ₂ O +	1,45	1,87	3,26	0,76	1,35
H ₂ O —	0,79	1,15	0,78	0,43	0,36
MnO	0,20	0,22	0,27	0,23	0,18
	100,26	100,11	100,02	100,30	100,25

CO ₂	0,22	—	0,27	0,96	0,30
Cl	—	—	0,11	—	—
SO ₃	—	—	0,06	—	—
SiO ₂ frei %	—	—	—	—	—
Nephelin	—	1,6	4,9	1,5	13,8
An % des Plagioklas	64	50	44	46	53
Σ b	55,7	36,4	31,8	46,9	37,1

M. Henglein.

Tom. F. W. Barth: Über die Sagvandite und ihre Entstehung durch Syntexe von Dolomitgesteinen. (Min. u. Petrogr. Mitt. 40. 1930. 221—234. Mit 6 Textfig.)

Sagvandite sind magnesitführende Gesteine, welche besonders in Norwegen mehrfach untersucht und beschrieben worden sind. Sagvanditähnliche Gesteine aus Finnland und Neuseeland werden mit denen Norwegens in bezug auf geologisches Auftreten und Chemismus verglichen.

Nach Ansicht des Verf.'s ist die Entstehung des Magnesits magmatischen Ursprungs, denn die magmatische Natur der Sagvandite geht hervor:

1. aus der thermometamorphen Wirkung auf die Nebengesteine,
2. aus der Fähigkeit zur Bildung von Skarngesteinen,
3. aus dem Reichtum des unveränderten Sagvandits an Chrom, Nickel und Platin,
4. aus der krater- oder stockähnlichen Form der Vorkommen,
5. vor allem aber aus seiner Struktur.

Das Sagvanditmagma hat präcambrische Gesteine und cambrodevonische Kalk- und Dolomitgesteine durchdrungen; der Carbonatgehalt des Magmas muß somit von Kalk- und Dolomitgesteinen und nicht direkt von Magnesitgesteinen herkommen.

Infolge der Reaktionsprinzipien BOWEN's wird ein basisches Magma einer Assimilation des Kalkgehaltes des Dolomits ohne weiteres fähig sein. Der Magnesiagehalt des Dolomits kann aber vom Magma nicht direkt assimiliert werden. Das Magma reagiert jedoch mit ihm und versucht ihn in eine der festen Phasen umzuwandeln, mit denen es im Gleichgewicht steht, wobei kaum für die Hauptdifferentiation des Magmas Veränderungen eintreten dürften.

Während der Assimilation von Dolomit wird selbstverständlich auch das Kohlendioxyd und das dem Sediment zugehörige H_2O assimiliert und nach den oberen Partien des Magmakörpers diffundiert werden. Die Gastension wird dadurch steigen und das mit Gas stark beladene Magma in die Nebengesteine intrudiert werden. Infolge der Abkühlung müssen mehr Mg-haltige Mineralien (Olivin und Enstatit) auskristallisieren. Dadurch wird die Kohlensäurekonzentration so weit steigen, bis die Löslichkeit des Magnesits erreicht wird und $MgCO_3$ muß dann als feste Phase direkt aus dem Magma kristallisieren.

Das Sagvanditmagma bildete sozusagen den „Schaum“ der in die dolomitreichen Sedimente des nördlichen Norwegens intrudierten Magmen und wenn die Gastension lokal oder regional größer als der oberliegende Druck wurde, kam es zu einem explosionsartigen Ausbruch. Die kraterähnliche Form der Vorkommen — sie bilden nämlich die charakteristischen sog. „Pipes“ — wird hierdurch vollkommen erklärt.

[Die magmatische Ausscheidung von Calcit und im obigen des Magnesits wird auf Assimilation von Carbonatgesteinen zurückgeführt. Wenn diese Ausscheidung auch tatsächlich magmatisch ist, so muß sie doch auf Stoffe, die das Magma erst „aufnimmt“, zurückgeführt werden. Diese Stoffaufnahme bedingt die magmatische Auskristallisation und es wäre vielleicht zur schärferen Erfassung des Vorganges angezeigt, von „allochthonmagmatischem“ Calcit oder Magnesit zu sprechen, während die ohne Stoffzufuhr gebildeten Mineralkomponenten eines Gesteins kurz als magmatisch (autochthonmagmatisch wäre überflüssig) bezeichnet werden könnten. Ref.]

Chudoba.

F. Loewinson-Lessing: Qu'est ce que la dunite? (Compt. Rend. de l'Ac. d. Sc. de l'URSS. 1928. A. 403. — Russisch.)

Verf. unterscheidet zwei Typen von Duniten:

1. Eigentliche Dunite — Olivin- oder Olivin-Serpentin-Gesteine mit Chromit. Serpentin wird primär, protopneumatolytisch. Diesem Typ gehören die meisten der wasserfreien oder wasserarmen Dunite an.

2. Enstatit-Dunite, die, außer Olivin, von 5—25 % Enstatit enthalten.

Enstatit-Dunit steht dem Enstatit-Peridotit (s. g. Saxonit) sehr nahe. Bedingungsweise kann man als Grenze zwischen ihnen den Gehalt von 25 % Enstatit stellen.

Demzufolge müssen wir Duniten aus Gauspfadpaß (O.-Wallis, Schweiz), aus Rock-Creek (Brit.-Columbia) und aus Dundas (Neu Süd Wales, Australien) als Saxonite bezeichnen.

O. Schubnikowa.

N. Sundius: On the spilitic rocks. (Geol. Mag. 67. 1—17. 1930. Mit 3 Textfig.)

Die Spilite aus dem Kirunadistrikt sind geeignet, einiges zum Verständnis dieses interessanten Gesteinstypus beizutragen. Die Hauptfragen des Spilitproblems sind folgende: 1. Sind die Spilite in chemischer Hinsicht unveränderte Gesteine und geben somit ihre Analysen die richtige Zusammensetzung des ihnen entsprechenden Magmas an, wenn man von etwaiger Aufnahme von Wasser und Kohlendioxyd als Folge sekundärer Veränderungen absieht? 2. Gehören die Spilite einem besonderen Magmentyp an?

Die Grünsteine des Kirunagebietes zeigen, ganz unabhängig von ihrer chemischen Zusammensetzung, charakteristische Kissenstruktur, die besonders an den Rändern der Lavaströme hervortritt. Neben Effusivgesteinen finden sich hier auch wahrscheinlich gleichalterige Intrusivgesteine (Sausuritdiabase vorwiegend). Unter den effusiven Grünsteinen stehen albitreiche Gesteine im Vordergrund, daneben sind Gesteine, die reich an Anorthit oder reich an Epidot und Calcit neben Albit sind, zu beobachten.

Eine Durchschnittsanalyse über einen epidotreichen, intrusiven Spilitkomplex bei Valkeasiipivaara lieferte folgendes Ergebnis (Anal. A. BYGDEN): SiO_2 48,55, TiO_2 1,13, Al_2O_3 13,50, Fe_2O_3 3,56, FeO 10,20, MnO 0,27, MgO 7,37, CaO 8,58, Na_2O 2,94, K_2O 0,32, H_2O 3,24, P_2O_5 0,09, S 0,10, BaO 0,03, Cr_2O_3 0,03; Summe 99,91 %.

Die Analyse, verglichen mit jenen anderer Grünsteine desselben Gebietes, bestätigt die vom Verfasser schon früher geäußerte Vermutung, daß lokale Veränderungen in der chemischen Zusammensetzung während eines nachträglichen Umwandlungsprozesses vorkommen. Aber gleichzeitig lehrt der Vergleich auch, daß wesentliche chemische Unterschiede schon ursprünglich in der Gesteinsmasse bestanden. Die sekundären Veränderungen bestehen hauptsächlich in einer mehr oder weniger weitgehenden Epidotisierung.

Die Spilite erscheinen von gleich femischen Gesteinen mit ähnlichem SiO_2 -Gehalt innerhalb des Feldspatdiagrammes durch das Vorherrschen des Albitanteiles gut abgegrenzt. Ferner sind die Spilite charakterisiert durch niedrigen Gehalt an Tonerde und hohen Gehalt an zweiwertigem Eisen und Titan. Sie stellen einen wohlcharakterisierten Gesteinstypus dar. Die Annahme eines ursprünglich anorthitreichen Plagioklases und autometamorpher Veränderungen während der Verfestigung ist für die Genese der Spilite nicht zwingend. Der Gehalt an Kohlendioxyd und Wasser ist wahrscheinlich sekundären Ursprunges.

F. Machatschki.

S. J. Shand: The Classification of a Glassy Rock: The Pitchstone of Wormit, Fifeshire. (Geol. Mag. 66. 116—121. 1929.)

Die Namen, wie sie bisher für glasige Gesteine gebraucht werden, lassen keine Beziehungen zur Zusammensetzung erkennen. Nur die Normklassi-

fikation, die eine vollständige Analyse voraussetzt, gestattet eine strenge Einordnung der Gläser. Doch läßt sich auch ohne vollständige Analyse mit ziemlicher Sicherheit die systematische Stellung eines Glases ermitteln.

Aus den Analysen von etwa 124 glasigen Gesteinen kann man folgendes ersehen:

1. 80 % sind über 10 % mit SiO_2 übersättigt — Übersättigte Klasse
49 % davon sind Natronrhyolithe, 15 % Kalirhyolithe und 16 % dazitische Gläser.
2. 9 % enthalten 0—10 % freie Kieselsäure — Gesättigte und Übergangsklasse.
3. Die restlichen 11 % sind untersättigt mit SiO_2 — Basaltgläser.
4. 85 % sind leukokrat. (Die Norm gibt das Äquivalent von weniger als 30 % schweren Mineralien.)

Die verschiedenen hier genannten Typen von Gläsern können nach dem spezifischen Gewichte, den Brechungsindizes, mit Hilfe von Flammenreaktionen und nach Mikromethoden unterschieden werden.

Speziell untersucht wurde ein Pechstein von Wormit, Fifeshire: Grau, perlitisch, 5 % Feldspateinsprenglinge ($\text{Ab}_{62}\text{An}_{18}$), 7 % Feldspatmikrolithen (der Hauptsache nach Oligoklas-Albit), 2 % schwarzer Biotit in kleinen Täfelchen. 86 % isotropes, farbloses Glas mit der Dichte 2,261—2,269 und $n = 1,496$. Dichte des Pechsteines selbst = 2,30 (wasserfrei berechnet: $d = 2,44$). Dichte und Brechungsexponenten sprechen für rhyolithisches Glas. Flammenreaktion und Mikroproben zeigen, daß Na vor K weit vorherrscht (4 : 1). Man hat es also mit einem Natronrhyolith zu tun. Dies bestätigt auch die Analyse:

SiO_2 68,26, Al_2O_3 14, 05, Fe_2O_3 1,12, FeO 0,23, MgO 0,07, CaO 2,01, Na_2O 4,09, K_2O 1,90, H_2O (—) 0,94, H_2O (+) 7,37, P_2O_5 0,06; Summe 100,10 %.

Leukokrater Natronrhyolith.

F. Machatschki.

Leonard Hawkes: On a partially fused quartz-felspar-rock and on glomero-granular texture. (Min. Mag. 1929. 22. Nr. 127. 163—173.)

Eine Stufe aus den oberen Teilen des Granit-Granophyr-Stockes von Kvosafoss, Südost-Island, zeigt eine bisher wenig beachtete Struktur. Das Gestein ist dunkelgrau und enthält Phenokristalle von Quarz und Feldspat in einer mikrokristallinen Grundmasse. Zirkon, Magnetit und Chlorit machen etwa ein Prozent des Gesteins aus. Der Feldspat ist ein Perthit, seltener ein saurer Oligoklas. Sowohl Feldspat als auch Quarz kommen fast stets in Aggregaten von mehreren Kristallen vor, aber stets so, daß nur eine Mineralart am Aggregat beteiligt ist. Die Ränder benachbarter Aggregate von Quarz und Feldspat laufen einander parallel und beide sind getrennt durch eine etwa 0,5 mm dicke Partie von Grundmasse. Korrosion ist bei beiden Mineralien festzustellen. Dem Volumen nach nehmen die Feldspäte 18,2, der Quarz 35,4 und die Grundmasse 46,4 % des Gesteines ein.

Die Struktur ist nicht leicht zu verstehen. Es ist unmöglich, daß die Grundmasse eine spätere Imprägnation darstellt, da nirgendwo sich Quarz

und Feldspat berühren. Es ist aber anzunehmen, daß ursprünglich die beiden Aggregate aneinander stießen, d. h. das Gestein war ursprünglich grobkörnig holokristallin. Später muß dann eine Aufschmelzung stattgefunden haben, die nur an den Berührungsstellen Quarz-Feldspat einsetzte. Die aufgeschmolzenen Partien erstarrten dann mit feinerem Korn. Daß eine solche Aufschmelzung gerade an der Berührungsstelle zweier fester Körper möglich ist, wenn die Temperatur den Schmelzpunkt des Eutektikums übersteigt, aber noch unterhalb der Schmelztemperaturen der Komponenten bleibt, wurde schon früher beobachtet bei Legierungen. Laboratoriumsversuche von J. A. СМУТНЕ, dies auch am Granitgranophyr des Slafrudal-Stockes zu zeigen, schlugen fehl. Trifft die Erklärung zu, so muß die Grundmasse eutektische Zusammensetzung zeigen, was auch etwa stimmt. H. H. THOMAS hat eine ähnliche Struktur in den Teilen des Mull Gneises beobachten können, die durch doleritische Intrusionen aufgeschmolzen wurden.

Ohne Rücksicht darauf, ob diese Anschauung der teilweisen Aufschmelzung richtig ist, bleibt noch die Tatsache, daß schon vorher die Auskristallisation so erfolgt sein muß, daß an der einen Stelle sich nur Quarz-, an der anderen Stelle sich nur Feldspat-Kristalle zusammenfanden. Diese Struktur konnte auch sonst bei vielen Graniten festgestellt werden. Sie soll als „glomerogranular“ bezeichnet werden. Die monomineralischen Einsprenglinge in den Quarzporphyren stellen ein früheres Stadium dieser Struktur dar. Die möglichen Ursachen für eine solche Struktur werden angeführt, aber eine sichere Antwort auf die Frage nach der Entstehung kann noch nicht gegeben werden.

Hans Himmel.

J. W. Greig, E. S. Shepherd and H. E. Merwin: Melting granite and basalt in the laboratory. (Bull. Geol. Soc. America. 40. 1929. 94—95. Abstract.)

Der Schmelzpunkt des Granits liegt etwa 200° unter dem des Basalts.

Curt Telohert.

Fischer, Walter: Zu T. BARTH's Bemerkungen über die Natur des Schriftgranits. (Cbl. f. Min. etc. 1929. A. 391—396.)

Holler, K.: Zeolith in Eruptivgesteinen. (Fortschr. d. Min., Krist. u. Petr. 14. Berlin 1929. 37. = Cbl. f. Min. etc. 1929. A. 427—428.)

Heise, W.: Rhombenporphyr als Gesteinstypus und als Geschiebe. (Zs. f. Geschiebeforschung. Berlin 1929. 5. 43—47.)

Metamorphose. Kristalline Schiefer.

C. E. Tilley: On Melilite as a Product of Interaction of Limestone and Basaltic Liquids. (Geol. Mag. 66. 347—353. 1929. Mit 2 Textfig.)

Am Kontakt zwischen Kalkstein und Dolerit am Seawt Hill, Co. Antrim, Irland, bildete sich ein Kontaktgestein, das vorwiegend aus Titanaugit, Alkalipyroxen und Melilith besteht. In der Kontaktzone verschwinden

dabei Olivin und Plagioklas des Doleritmagmas. Der Melilith ist ein Produkt der Assimilation von Kalkstein durch das basaltische Magma.

(Näheres, besonders über den Melilith, Ref. dies. Ib. 1930. I.)

F. Machatsohki.

E. Lengyel: Der genetische Zusammenhang zwischen den Graniten und Gneisen. (Acta litterarum ac scientiarum Regiae Universitatis Hungaricae Francisco-Josephinae. Acta chemica, mineralogica, physica. 1. Fasc. 1. Szeged 1928. 44—58. Mit 1 Taf.)

Auf Grund der Untersuchungen der Granite und Gneise der Zentralmasse der Hohen Tatra — deren detaillierte Resultate einer umfangreicheren Mitteilung vorbehalten sind — versucht Verf. die Entstehungsmöglichkeit der primären Parallelgefüge zu erörtern. Er kommt zur folgenden Annahme: „daß die vorherrschend in der Randzone des Granitmassivums eine große Rolle spielende, primäre Gneisbildung ohne Kataklyse ganz bestimmt auf eine fraktionierte Kristallisation, die Ausbildung eines Parallelgefüges aber auf orientierte Druckkräfte zurückzuführen ist, welche auf das Magma der Tiefe, resp. auf Hüllen von gewisser Dicke der Magmamasse in der letzten Phase der Erstarrung direkt einwirkten, wozu Differenzialbewegungen noch Gelegenheit geboten war. In der parallelen Lagerung der Gemengteile müssen wir auch der zentrifugalen Wanderungstendenz und Orientierungsbereitschaft der gasförmigen Bestandteile eine wichtige Rolle zuschreiben“.

„Die Entfernung der identischen Mineralreihen der Parallelgefüge voneinander steht in engem Zusammenhang mit dem Tempo der Temperaturverminderung, welche die erstarrende Stoffquantität mit der Kristallisationsgeschwindigkeit im Einklange determiniert. Denn je schneller die Auskühlung vor sich geht, um so breiter ist die Reihentfernung, weil eine um vieles größere Magmahülle in derselben Zeit dem Vorgange der Kristallisation anheimfällt. Die Reihentfernung hängt auch von der Größe des Druckes im liquiden Zustande ab, denn je größer der gerichtete Druck auf das erstarrende, aber noch plastische Magma war, desto kürzer ist die Distanz zwischen den einzelnen Reihen und einen um so gepreßteren Charakter hat das Gestein.“

A. Vendl.

George P. Barbour: Origin of the Bedford Augengneis. (Am. Journ. Sc. 19. 1930. 351—358.)

Die Augen erscheinen in den kleinsten Dimensionen bis zu vier Zoll und mehr in der Länge. Sie sind gewöhnlich Karlsbader Zwillinge, oft in die Länge

Feldspatanalysen:	I.	II.	III.	IV.	V.
SiO ₂	63,90	64,05	63,95	64,97	65,85
Al ₂ O ₃	18,95	21,80	19,30	20,85	19,32
FeO	0,65	0,42	1,02	} Spur	0,24
Fe ₂ O ₃	0,10	----	----		
CaO	0,65	3,10	0,70	}	0,56
MgO	Spur	Spur		
K ₂ O	12,10	0,75	12,04	} 13,72	14,10
Na ₂ O	2,92	9,06	2,12		
H ₂ O	0,47	0,51	0,53	0,46

gezogen und parallel, so daß das Gestein den Anschein von Fluidalstruktur hat. Pegmatitgänge im Augengneis enthalten außer dem in Steinbrüchen gewonnenen Feldspat noch Glimmer, Hornblende, Titanit, Turmalin und eine Anzahl seltener Mineralien.

I—III von F. HERDSMAN; I. blaßroter, II. weißer Plagioklas aus dem Pegmatit, III. blaßroter Mikroklin aus Augengneis isoliert, IV. von P. H. KLINKEL, V. von LANGENBECK (Handelsanalyse).

Die Untersuchungen lassen darauf schließen, daß die Entwicklung der großen Feldspatkristalle im Bedford-Augengneis eine frühere Injektionsphase desselben Magmas darstellt, welches später die Pegmatitgänge lieferte.

M. Henglein.

Thurner, A. d.: Versuch einer Gliederung der kristallinen Paraschiefer an der Hand der kristallinen Gesteine von Innerkrems bei Gmünd in Kärnten. (Cbl. f. Min. etc. 1929. A. 151—166.)

Weidenbach, F.: Die Amphibolite des Kinzig- und Renchgebietes und ihre Beziehung zu den Schwarzwälder Gneisen. (Jahresber. u. Mitt. des Oberrhein. geol. Ver. 1929. Mit 3 Abb. im Text u. 8 Bildern von Dünnschliffen.) — Vgl. Ref. ds. Jb. 1929. III. 484—485.

Waldmann, Leo: Umformung und Kristallisation in den moldanubischen Katagesteinen des nordwestlichen Waldviertels. (Mitt. d. Wien. Geol. Gesellsch. 20. 1927. 35—101.) — Vgl. Ref. ds. Jb. 1929. III. 493.

Barth, Tom: Die Temperatur der Anatexis des Urgebirges im südlichsten Norwegen. (Cbl. f. Min. etc. 1929. A. 120—127.)

Radioaktivität der Gesteine.

Kirsch, Gerhard: Geologie und Radioaktivität: Die radioaktiven Vorgänge als geologische Uhren und geophysikalische Energiequellen. (Wien und Berlin, Jul. Springer, 1928. 214 S., 48 Abb.) Bespr. Cbl. f. Min etc. 1929. B. 192. Ds. Jb. 1929. II. 562—565.

Müller, C.: Radioaktivitätsmessungen als geophysikalische Aufschlußmethode. (Zs. f. prakt. Geophysik. 3. 1927. 330.)

Meyer, St. u. E. v. Schweidler: Radioaktivität. (2. Aufl. Leipzig-Berlin, B. G. Teubner, 1927.)

Meyer, St.: Die radioaktiven Substanzen. (Handb. d. biolog. Arbeitsmethoden, herausg. v. E. ABDERHALDEN. Wien u. Berlin, Urban & Schwarzenberg, 1926.)

Komischan, J. S.: On the geology of the Tuja-mujun region (Fergana). (Istwestija Geol. Kom. 45. 1926. 715—732. Russ. mit engl. Überblick.) — Vgl. Ref. ds. Jb. 1929. III. 547.

Maschkowzew, S. T.: On a newly discovered Deposit of Radioactive Rocks and Minerals in the Uzbekistan. (Istwestija Geol. Kom. 46. 1927. 701—710. 1 Taf. Russ. m. engl. Überblick.) — Vgl. Ref. ds. Jb. 1929. III. 547—548.

A. Kirikov: To the Knowledge of the radioactiveness in Sewiretchie. (Bull. du Comité Géologique. 47. Nr. 6. Leningrad 1928. 637—652. Mit 3 Fig. u. 1 Karte. Russisch mit Auszug in engl. Sprache. 652.)

Verf. schildert vorerst den geologischen Bau der polymetallischen Lagerstätte (Cu, Pb, V) Kuzgun im Tal des Flusses Bastschij im Dscharkent-Distrikt. Hier sind hauptsächlich Keratophyre und ihre Tuffe entwickelt. Die Untersuchungsarbeiten von 1912—1913 erleichterten die Arbeit der Geologen. Mineralien: Pyromorphit, Atakamit, Wulfenit, Cerussit, Malachit, Chrysokoll, Limonit, ? Vanadinit (nur nach V-Feststellung vermutet), weiter Calcit und Quarz. Viele Radioaktivitätsbestimmungen der verschiedenen Sedimentgesteine von kretazischem und tertiärem Alter, sowie der Granite u. a. vom Issyk-Kul-See und Bachtschy-Tal haben erwiesen, daß die Sedimentgesteine erhöhte Radioaktivität zeigen: im Durchschnitt Kreidegesteine 0,018 und tertiäre 0,011 U_3O_8 , Juragesteine aber nur 0,002. Granitgesteine geben Werte von 0,001—0,02 (letzterer Wert nur einmal für grauen Biotitgranit vom Issyk-Kul-See). Erzprobe hat maximalen Wert 0,06 U_3O_8 und 0,14 V_2O_5 ergeben. Die Aktivität der Klemmungsmasse der kretazischen Konglomerate, in welchen Dinosaurierknochen gefunden wurden, beträgt etwa 0,01 % U_3O_8 , die der Knochen selbst 0,02. Oberkretazische gelbe Sandsteine führen 0,09 V_2O_5 ; qualitativ ist Chrom nachgewiesen; ihre Aktivität 0,02—0,04 U_3O_8 . Kretazisches in Brauneisenstein umgewandeltes Holz zeigt 0,25 U_2O_8 .

Peter Tschirwinsky.

Regionale Petrographie.

Skandinavien.

Niels-Henr. Kolderup: En vestnorsk kisførende kvartskeratofyr. (Ein westnorwegischer, kiesführender Quarzkeratophyr.) (Bergens Museums Årbok 1929. Naturvidenskapelige rekke nr. 4. Bergen 1929. 3—21 norwegisch. 21—22 englisch summary. 10 Fig. [2 Kartenskizzen].)

Die Arbeit ist eine Untersuchung über die Genesis der Erze bei der Grube Tveit auf der Insel Huglo, Sunnhordland (Westnorwegen), mit Beschreibung des daselbst auftretenden, vom Verf. identifizierten Quarzkeratophyrs.

Die Erze der Grube (jetzt erschöpft) sind Schwefelkies (überwiegend) mit (wie erzmikroskopische Untersuchungen zeigten) jüngerem Buntkupfererz. Letzterer enthält Lamellen von Kupferglanz. Sekundäres Kupfervitriol findet sich in der Grube und auf den Halden. — Verf. meint, daß die Erze durch endogene Pneumatolyse in Verbindung mit der Extrusion eines kleinen linsenförmigen Körpers von Quarzkeratophyr gebildet sind.

Der Quarzkeratophyr ist ein porphyrisches Gestein mit Einsprenglingen von Quarz und Mikroklin in einer Grundmasse mit Quarz, Mikroklin, Plagioklas, Muscovit, Biotit und Chlorit. Die chemische Zusammensetzung ist (nach Analyse von E. KLÜVER):

Quarzkeratophyr von S. Leiro. Huglo, Stord (Sunnhordland):

SiO ₂	66,58	BaO	0,57
TiO ₂	0,25	Na ₂ O	1,73
Al ₂ O ₃	15,79	K ₂ O	9,88
Fe ₂ O ₃	0,89	P ₂ O ₅	0,059
FeO	1,03	S	0,02
MnO	0,05	CO ₂	0,56
MgO	0,71	H ₂ O+110° . . .	1,02
CaO	0,73	H ₂ O-110° . . .	0,04
		Summe	99,909

CO₂ der Analyse erklärt sich durch das Vorhandensein von Kalkspat in Körnern oder Aggregaten, welche sekundäre Füllungen von Gasporen sein könnten.

Die petrographische Untersuchung der auftretenden sog. „harten Schiefer“ und „Quarzite“, an welche die Erze hauptsächlich geknüpft sind, hat den Verf. überzeugt, daß diese als metamorphe Äquivalente des Quarzkeratophyres anzusehen sind. — Viele Mikrophotographien werden gegeben.

Olaf Anton Broch.

Harry von Eckermann: A find of boulders of Helsinkite in the parish of Alfta. (Geol. Fören. Förhandl. 47. 1925. 504—511.)

Verf. hat im Kirchspiel Alfta in Mittelschweden eine Anzahl von erratischen Blöcken von helsinkitischer Zusammensetzung gefunden. Mehrere Versuche, das Anstehende des Gesteins zu finden, waren erfolglos. Das Gestein zeigt eine deutliche Parallelstruktur, von Streß herrührend, der wahrscheinlich während der letzten Phase der Feldspatkristallisation tätig war. Das grobkristalline Gestein besteht überwiegend aus Albit, Quarz, Mikroclin und Epidot, ein wenig Chlorit und akzessorisch Ilmenit, Titanit und Apatit.

Albit ist der dominierende Feldspat, etwa $\frac{1}{3}$ des Gesteins aufbauend. Eine optische Bestimmung ergab Ab₉₃An₁ im Kern, Ab₉₁An₃ am Rande der Kristalle.

Der Mikroclin ist selten idiomorph, teilweise perthitisch.

Der Epidot tritt in den Zwickeln der Feldspäte auf, ist schön idiomorph, mit deutlicher Spaltung nach (100), undeutlicher nach (001). Pleochroismus schwach in gelben und gelblichgrünen Tönen. A.E. // (010). Als Mittel der optischen Daten seien angeführt: $c : a = 5^{\circ} 30' . 2V = 73^{\circ}$. $\gamma - a = 0,047$. $\gamma - \beta = 0,015$. $\beta - a = 0,037$, woraus hervorgeht, daß der Epidot etwa 33 Mol.-% der Fe-Verbindung enthalten dürfte.

Titanit tritt mit dem Epidot zwischen den Feldspäten auf und ist oft von Leukoxen umrandet. $\gamma - a = 0,1360$.

Chlorit ist später als der Epidot kristallisiert. Deutlicher Pleochroismus: γ und β smaragdgrün, α schwach gelblichgrün. Niedrige Doppelbrechung. 2E schwankt von 0 bis 50°.

Apatit findet sich akzessorisch zusammen mit dem Titanit.

Eine Analyse (K. ALMSTRÖM) ergab in Gew.-%: SiO₂ 68,77, TiO₂ 0,60, Al₂O₃ 14,02, Fe₂O₃ 2,77, FeO 1,74, MnO 0,05, CaO 3,81, MgO 0,93, K₂O 3,10, Na₂O 3,56, P₂O₅ 0,02, H₂O + 110° 0,84. Summe 100,21.

OSANN's System ergibt: $s = 76, 17$, $A = 5,99$, $C = 3,11$, $F = 5,62$, $a = 17,0$, $c = 6,5$, $f = 11,5$, $n = 6,36$, $k = 1,59$, wodurch das Gestein als Typus 24 Doberschütz klassifiziert wird. Eine geometrische Analyse des Epidotgehaltes, mit den optischen Bestimmungen desselben Minerals kombiniert, ergibt: 18,36 Mikroklin, 31,03 Plagioklas, 28,12 Quarz, 17,24 Epidot, 4,34 Chlorit, 0,41 Titanit, 0,68 Ilmenit, 0,03 Apatit. Daraus berechnet sich für den Chlorit $Sp_{41} At_{59}$, also ein Klinochlor.

Das Gestein ist vom Verf. als Helsinkit beschrieben, es wird aber der sehr hohe Quarzgehalt hervorgehoben, wodurch eine neue Klasse in die Systematik ASKLUND's (Sveriges Geol. Unders. Ser. C 325, 1925) hinzugefügt werden muß. Nach dieser Systematik dürfte das vorliegende Gestein zu den Natron-Quarz-Helsinkiten gestellt werden. Der hohe Quarzgehalt bestätigt die Voraussetzung einer primären Paragenese Albit-Epidot-Quarz als Kristallisation aus einem Magma mit hohem Wassergehalt und bei niedriger Temperatur.

Torsten Korkström.

Polen.

J. Tokarski: Beiträge zur Petrographie des Słucz- und Horyńc-Gebietes in Polen. (Min. u. Petrogr. Mitt. 40. 1929. 45—66. Mit 3 Taf. u. 4 Textfig.)

Der mittlere Teil der Ostgrenze der polnischen Republik schneidet im Flußgebiete des Horyńc und der Słucz ein etwa 3000 km² umfassendes Areal der nordwestlichen Ausläufer der kristallinischen, osteuropäischen Platte ab. Im Zusammenhang mit tektonischen Tatsachen werden in diesem Gebiete drei Gruppen von Gesteinen unterschieden:

1. Die Gesteine, die der älteren Faltung zugehören; dieselben wurden vom Granitmagma Typus Korzec injiziert (wolyhnische Gruppe).
2. Gesteine, die nur jüngere Dislokationen aufweisen (polesische ältere Gruppe).
3. Gesteine, die jünger sind als die beiden Dislokationssysteme (polesische jüngere Gruppe).

Zur ersten Gruppe gehören: Granitgneise des Słucztales und kristallinische Schiefer, Amphibolgneise von Hupków, graue Injektionsgranite von Korzec. Die zweite Gruppe bilden die Gesteine von Klesów, die dritte die Granite von Ośnick, Syenitgesteine, Granoporphyrite, Gabbronorite und Diabase.

In vorliegender Abhandlung sind eine ganze Reihe der verschiedenartigsten Gesteine petrographisch beschrieben und auch deren Analysen wiedergegeben, die hier aus der Tabelle 1 (S. 480) zu ersehen sind. Außerdem wird die chemische Zusammensetzung zweier Biotite angeführt.

Auf Grund der Biotitanalysen der beiden Granitarten von Korzec und Ośnick wurde für dieses Mineral folgende Formel aufgestellt:

	Korzec	Ośnick
$HK_2Al_3Si_3O_{12}$. . .	51,9	47,2
$(FeMn)_6Si_3O_{12}$. . .	30,1	30,5
$Mg_6Si_3O_{12}$	17,9	22,3

Tabelle I.

Gew.-% von	I.		II.		III.		IV.		V.		VI.		VII.		VIII.		IX.		X.		XI.		XII.	
	Monzonit- mikro- granit Klesów	Monzo- nit- granit Klesów	Quarz- monzo- nit Klesów	Horn- blende- monzonit Wyry	Granit Korzec	Granit Ośnick	Aplit Klesów	Basalt Bere- stowiec	Samidnit Bere- stowiec	Basalt- tuff Beresfo- wiec	Biotit Korzec	Biotit Ośnick												
SiO ₂	63,29	61,98	58,42	52,62	75,45	72,97	74,52	50,46	57,33	48,18	35,34	37,27												
TiO ₂	0,54	0,50	0,68	1,08	0,19	0,30	0,15	2,32	1,14	1,39	2,33	2,22												
P ₂ O ₅	0,29	0,78	0,25	0,59	0,05	0,08	0,05	0,15	0,35	0,03	0,22	0,28												
F ₂	—	—	—	—	—	—	0,08	—	—	—	0,40	1,54												
Al ₂ O ₃	15,66	16,06	17,65	15,42	13,76	13,60	12,69	13,63	16,21	15,42	16,40	14,15												
Fe ₂ O ₃	4,81	4,86	3,45	3,53	0,29	0,97	1,22	8,24	3,35	12,03	4,80	2,66												
FeO	1,02	1,40	3,32	7,16	0,51	0,58	0,18	5,61	1,32	1,67	16,93	18,44												
MnO	0,08	0,11	0,10	0,22	—	—	—	0,20	0,27	0,15	0,92	1,03												
CaO	3,50	4,81	5,80	8,11	1,37	1,29	1,05	9,24	1,97	0,12	0,26	0,79												
MgO	1,85	2,04	2,39	4,71	0,64	0,46	0,04	5,36	0,85	2,94	5,95	7,66												
K ₂ O	4,46	4,01	3,06	2,26	3,26	5,18	6,17	0,97	10,87	3,78	8,27	8,23												
Na ₂ O	4,05	3,70	4,05	3,07	3,98	3,91	2,75	1,77	0,75	—	0,80	1,00												
Si ₂ O	—	—	—	—	0,06	0,02	—	—	—	—	0,13	0,04												
+ H ₂ O	0,51	0,47	0,57	0,86	0,43	0,15	0,40	—	1,97	—	5,35	0,47												
— H ₂ O	0,16	0,07	0,11	0,24	0,63	0,60	0,83	1,76	1,61	13,80	1,55	4,60												
	100,22	100,79	99,85	99,87	100,62	100,11	100,14	99,71	CO ₂ 0,78	99,51	99,66	100,38												
									FeS ₂ 1,29															
									100,06															
al	34	33	33	24	47	44	46	20	41															
fm	27	28	29	41	9	10	7	49	22															
c	14	18	20	23	9	8	7	25	4															
alk	25	21	18	12	35	39	40	6	23															
si	235	216	185	138	440	399	452	127	247															

Niggli'sche Zahlen

Die Gesteinsanalysen werden in BECKE'schen Dreiecken und in NIGGL'schen Differentiationsschemen diskutiert. Auf Grund der Projektionen läßt sich der Charakter der wolhynischen magmatischen Provinz noch nicht genau präzisieren. Die wolhynischen Gesteine nähern sich normalen Monzonit-typen, welche Grenzformen pazifischer Gesteine darstellen dürften.

Auch in der NIGGL'schen Projektion heben sich die analysierten Gesteine von der pazifischen Sippe charakteristisch ab. Ihre sämtlichen al-Werte liegen tiefer, unter der allgemeinen al-Kurve. Die alk-Werte liefern dagegen eine Kurve, die oberhalb der allgemeinen pazifischen liegt.

Nach Analysen von TSCHIRWINSKY (Tab. 2), welche die chemische Zusammensetzung einiger Gesteine aus dem Kreise Zytomir und Nowogródek Wołyński, östlich von Słucz angeben, scheinen die oben für die wolhynischen Gesteine gegebenen Merkmale ihre Bestätigung zu finden.

Tabelle 2.

Gew.-%	Orthophyr	Diabasporphyr	Diabas
	Wola Suchaja	Bobritza	Anzielina
SiO ₂	64,05	54,46	52,09
TiO ₂	—	3,09	3,46
Al ₂ O ₃	16,06	15,14	13,00
Fe ₂ O ₃	2,43	3,40	5,13
FeO	5,72	8,25	11,25
CaO	3,15	5,34	6,25
MgO	0,34	2,04	1,25
K ₂ O	4,63	2,12	2,32
Na ₂ O	2,64	4,36	4,35
Glühverl.	0,57	1,10	0,60
si	254	167	149
al	37	27	22
fm	28	38	43
c	13	18	19
alk	22	17	16

Im engeren geologischen Zusammenhang mit den normalen pazifischen Basalten stellt ein vom Verf. als „Sanidinit Typus Berestowiec“ (Analyse IX) angeführtes Gestein, welches sich von den bisher bekannten Sanidinitgesteinen chemisch und mineralogisch unterscheidet. Auffallend ist der hohe Kaligehalt, der in dem bekannten Werke von WASHINGTON und OSANN nur unter manchen Trachyt-Vulsinit-Phonolith- oder Keratophyrgesteinen angetroffen wird. Mikroskopisch ist unter den Gemengteilen vorherrschend Sanidin, welcher oft zonar gebaut ist. Die Hülle ist durch kleineren, der Kern durch größeren Auslöschungswinkel gekennzeichnet. Als wahrscheinlicher Grund dieser Beobachtung wird die nicht einheitliche Zerstreung des Albitmoleküls im Sanidin angeführt. Von dunklen Gemengteilen sind nur Magnetit, Ilmenit u. a. Eisenoxyde sichtbar. — Die Feldspate sind in zwei Generationen vertreten; als Einsprenglinge und als Bestandteil der Grundmasse. — (Die interes-

santen Angaben über die Sanidine, z. B. der Wechsel der Lage der optischen Achsenebene, der Auslöschungsschiefe usw. müßten noch mit Hilfe des Universalitischen genauer erforscht werden. Ref.)

Den guten, z. T. nichts Neues wiedergebenden Mikrophotographien fehlt die Angabe der Vergrößerung. **Chudoba.**

Rußland (einschl. Russisch Asien).

J. Polovinkina: Zur Frage über die Struktur und Zusammensetzung des kristallinen Gebiets Südrußlands. (Bull. du Com. Géol. 45. 1926. Nr. 7. 775—782. 1 Karte.)

Die Untersuchungen des Verf.'s waren auf das Gebiet des Blattes 11, XXVII der 3-Werst- (im englischen Zoll) Karte von Rußland begrenzt. Die kristalline Formation dieses Gebietes ist aus Gneisen und Graniten zusammengesetzt, wobei die Granite jünger als Gneise sind. Die Gneise sind durch dunkelgefärbte, feinkörnige Varietäten von Biotit-Gneis, Plagioklas-Amphibol-Gneis und Plagioklas-Pyroxen-Gneis vertreten, die vom Verf. als Gneise vom sedimentären Ursprung betrachtet werden. Diese Paragneise sind stark gepreßt und gefaltet und haben ein meridionales Streichen im westlichen Teil des Gebietes und ein nordwestliches Streichen im östlichen. Der älteste der injizierten Granite ist ein mittelkörniger grauer Biotitgranit, eine konkordante Intrusion bildend, der eine intime lit-pas-lit-Injektion der benachbarten Gneise folgt. Die Ränder der Intrusion laufen im allgemeinen parallel dem Streichen der Gneise, aber zuweilen schneiden dieselben unter einem scharfen Winkel durch. Die Intrusion soll als eine Intrusion, die sich gleichzeitig mit dem Falten der Gneise gebildet hat, betrachtet werden. Die zwei anderen Intrusionen — eine von einem grobkörnigen roten Granit mit einem dunklen Quarz und die zweite von einem porphyrtartigen grauen Granit mit Phenokristallen von einem rosagefärbten Feldspat — bilden große Massive (ca. 500 Quadratwerst), die in keinem Verhältnis zu der Struktur der benachbarten Gneise stehen und oft dieselben durchschneiden. Sie enthalten Einschlüsse von Gneisen und von dem oben erwähnten grauen Granit und sollen als jüngere und typisch diskordante Intrusionen betrachtet werden. Ein noch jüngerer feinkörniger roter Granit bildet kleinere Massive und Gänge in dem obenerwähnten porphyrtartigen Granit. Längs des Flusses Inguletz ist noch ein hellgrauer, mittelkörniger Biotitgneis, scheinbar magmatischer Entstehung, verbreitet, und Verf. vermutet, daß derselbe in genetischem Zusammenhang mit dem grauen Granit der ersten Intrusion steht. Zum Schluß erwähnt Verf. einige Aufschlüsse von weißem Quarzit, eisenhaltigem Quarzit, graphithaltigen Gneisen und Quarziten, deren Anwesenheit und Stellung auf die Diskordanzen im Präcambrium dieses Gebietes hinweist.

P. P. Sustschinsky.

W. N. Lodotschnikow: Materialien zur Petrographie des westlichen Teils der nördlichen Abhänge vom russischen Tarbagatai. (Bull. du Com. Géol. Léningrad. 47. 1928. Nr. 3. 189—208.)

In dieser Abhandlung werden die Ergebnisse der mikroskopischen Untersuchung des Verf.'s an einer vom Geologen M. M. VASSILIEVSKY in den Jahren 1912—1914 an den nördlichen Abhängen des westlichen russischen Tarbagatai gesammelten Gesteinssammlung gegeben. Von der Sammlung von 2384 Handstücken wurden 782 Dünnschliffe angefertigt. Außerdem wurden ca. 1000 Dünnschliffe der eigenen Sammlung des Verf.'s, die er in den Jahren 1923—1925 in derselben Gegend sammelte, studiert. Es werden beschrieben: normale Granite, Granodiorite, Quarzdiorite und Diorite. Gabbros und Pyroxenite, sowie Syenite sind viel seltener. Die körnigen Gesteine sind von zahlreichen Ganggesteinen begleitet, zwischen welchen Dioritporphyre vorherrschen. Unter den diaschisten Ganggesteinen herrschen Spessartine vor. Von Ergußgesteinen treten am meisten verschiedene Porphyrite und Diabase auf. Navite sind auch verhältnismäßig weit verbreitet; Quarz- und Felsitporphyre sind durch wenige Dünnschliffe vertreten; dagegen sind Albitophyre und quarzführende Albitophyre stark verbreitet. Die Ergußgesteine werden häufig von Tuffen begleitet, unter denen Agglomerattuffe die erste Rolle spielen, während kristalline und kompakte Tuffe nur durch eine kleine Zahl von Handstücken vertreten sind. Am häufigsten sind die Tuffe der Hornblendeporphyrite. Interessant ist in dieser Alkalikalk-Provinz die Anwesenheit von Alkaligesteinen: orthoklasführender Gabbro, ohne Plagioklas, mit Biotit, dann Olivin-Gabbro, Alkali-Quarz-Syenite mit Alkalihornblende [zwischen Arfvedsonit, Riebeckit und Glaukophan]. Als Alkaliganggesteine wurden Quarz-Syenit-Porphyre mit Ägirin und Amphibol festgestellt.

P. P. Sutschinsky.

W. N. Lodotschnikow: On the petrology of the Voronezh Crystalline Block of the Russian Plateau. (Com. Géol., Matér. pour la géologie générale et appliquée. 69. 1927. 1—97. Russisch mit engl. Résumé 98—100 u. 9 Taf.)

Diese ausführliche Untersuchung besteht aus folgenden Kapiteln: Einleitung, Teil I. Faktische Daten. Kap. 1. Aufschluß bei Russisch Builowka. Kap. 2. Unterer Aufschluß bei Nowokamenka. Kap. 3. Oberer Aufschluß bei Nowokamenka. Kap. 4. Aufschluß beim Dorf Bassowka. Kap. 5. Übrige Granitaufschlüsse im Gouv. Woronesch. Teil II. Schlußfolgerungen und Verallgemeinerungen. Kap. 1. Fundorte der kristallinen Gesteine im Gouv. Woronesch, deren Oberfläche und Kontakte. Kap. 2. Struktur der Intrusionen von Woronesch und deren Alter. Kap. 3. Petrologie der kristallinen Gesteine vom Gouv. Woronesch und deren Vergleich mit den Gesteinen der Ukraine. Kap. 4. Einige theoretische Bemerkungen.

Die Granitaufschlüsse im Gouv. Woronesch, in der Nähe von der Stadt Pawlowsk sind schon längst bekannt, mehrfach in der Literatur erwähnt, aber petrologisch nicht näher beschrieben. Verf. gibt eine ausführliche Beschreibung verschiedener Aufschlüsse, genaue petrographische Untersuchung der Granitgesteine und einen Vergleich dieser Gesteine mit den entsprechenden Gesteinen der Ukraine (der sog. „südrussischen kristallinen Zone“).

Teil I.

Kap. 1. Der Aufschluß bei Russisch Builowka. Er befindet sich am linken Ufer des Flusses Don, 12 km südlich von der Stadt Pawlowsk. Der Aufschluß ist ca. 90 m lang und hat eine kuppelartige Form, die von zwei Rißsystemen durchsetzt wird: eine deutliche in der Richtung SEE—NWW, im Mittel 287° , und eine andere, weniger deutliche, quer zu der ersten verlaufende, mit einer schwankenden Streifung ca. 225° (± 15 — 20°). Das Gestein stellt einen fleischroten (zuweilen mit Stich ins Orange) Syenit-Granit dar mit Feldspäten, wenig Quarz, dunkelgrüner Hornblende in ganz unregelmäßigen Körnern und wenig Biotit. Struktur porphyrisch. Als Differentiationsprodukte kommen Aplite und Pegmatite vor. In diesem Syenit-Granit kommen melanokrate Einschlüsse in der Größe bis $1,5 \times 0,17$ qm vor. Diese Einschlüsse sind meistens von einer rundlichen Form, zuweilen aber verlängert, ellipsoidal, manchmal ganz unregelmäßig. Die Ränder der Einschlüsse sind immer ganz scharf: man beobachtet keine Übergänge in dem umgebenden Syenit-Granit. Die Einschlüsse bestehen hauptsächlich aus feinkörniger Hornblende.

a) Die gemeine Varietät. Die petrographische Untersuchung dieser Varietät des Syenit-Granits ergibt: das Gestein besteht — in abnehmender Reihe — aus Oligoklas, Mikroklin, Quarz, Amphibol und einer kleinen Menge von Biotit; Beimengungen: Sphen, titanhaltiger Magnetit, Apatit, Zirkon und Omphacit und auch — in Form von winzigsten Einschlüssen — Ilmenit, Hämatit und Rutil; sekundäre Mineralien: Ton- und Eisenprodukte, Chlorit, Biotit, Leukoxen (?), Sericit, Muscovit, Epidot, Epidot-Zoisit-Teilchen, selten Calcit und Sagenit. Die einzelnen Bestandteile werden ausführlich beschrieben. Die chemische Analyse des Gesteins ergab:

SiO ₂	64,68	H ₂ O —	0,17
Al ₂ O ₃	15,89	TiO ₂	0,35
Fe ₂ O ₃	1,99	P ₂ O ₅	0,21
FeO	2,18	F	0,00
MgO	1,16	MnO	0,15
CaO	3,27	BaO	0,15
Na ₂ O	4,01	Summe	99,92
K ₂ O	5,12	Spez. Gew.	2,707
H ₂ O +	0,59		

Es wird auch eine Umrechnung auf Mineralien gegeben.

Die gemeine Varietät des Aufschlusses bei Russ. Builowka stellt also einen hybriden rapakiviartigen Biotit-Hornblende-Syenit-Granit dar.

b) Die feinkörnige Varietät. Dieses Gestein unterscheidet sich von dem oben beschriebenen nur in dem quantitativen Verhältnis der Mineralien. Strukturell ist das Gestein feinkörniger als die erste Varietät. Diese Varietät wird vom Verf. als hybrider unregelmäßiger feinkörniger Biotit-Hornblende-Syenit bezeichnet.

c) Die schichtige Varietät ist im allgemeinen dem gewöhnlichen Syenit-Granit ähnlich. Das Gestein ist also zur feinkörnigen schichtigen Varietät des gemeinen Syenit-Granits zu stellen.

d) Aplit und Pegmatit. Die Zusammensetzung und Struktur ist die gewöhnliche dieser Gesteine.

e) Melanokrate Einschlüsse im Syenit-Granit. Sie bestehen aus einem Aggregat von Oligoklas (ca. 65 % nach der Volumbestimmung näherungsweise), Hornblende (ca. 25 %), Mikroclin (etwas mehr als 3 %), Titanomagnetit (ca. 3 %), Biotit (ca. 3 %), Apatit und Sphen. Von sekundären Produkten kommen stellenweise vor: Pelit-Serizitprodukte (in Oligoklas), sehr selten Chlorit, Epidot und Eisenoxyde. Die Struktur ist die von Hornfels, die Textur massig. Das Gestein wird als Amphibol-Oligoklas-Hornfels bezeichnet.

Ein zweiter, verhältnismäßig seltener auftretender Typus der melanokraten Einschlüsse besteht beinahe ausschließlich aus dunklen Mineralien: Hornblende in vorwiegender Menge und dann — in abnehmender Reihenfolge — Titanomagnetit, Omphacit, Biotit, Sphen und Apatit. Das Gestein ist ein Omphacit-Magnetit-Amphibol-Hornfels.

Kap. 2. Der untere Aufschluß bei dem Dorf Nowokamenka, 9 km von der Stadt Pawlowsk flußabwärts längs des Dons. Der Aufschluß ragt im Talweg des Flusses Don nur in die Höhe von 1—2 m hervor und ist in der Richtung SW 235° verlängert. Die Form des Aufschlusses, wie die des ersten, flach gerundet, was durch die unregelmäßigen Absonderungsrisse bedingt ist. Ein System der vertikalen Risse hat (im Mittel) die Richtung NW—SE 317°, das andere, weniger deutliche: NE—SW 210°. Es sind auch Pegmatit- und Aplitgänge vorhanden.

Die vorwiegende Varietät dieses Aufschlusses ist derselbe Syenit-Granit mit denselben Eigenschaften wie der des oben beschriebenen Aufschlusses, nur etwas im Gehalt der dunklen Mineralien davon abweichend.

a) Gemeine Varietät. Hybrider rapakiviartiger Biotit-Hornblende-Syenit-Granit.

b) Die an dunklen Mineralien angereicherte Varietät enthält Omphazit-Hornblende-Partien bis 1 cm². Als Omphazit wird ein Pyroxen von grüner Farbe, kaum pleochroitisch mit folgenden optischen Eigenschaften: $\angle N_g [001] = 43^\circ 5'$; $2V = +59^\circ (\pm 2^\circ)$; $N_g - N_p = 21$, eingeeigte Dispersion $\rho > v$ beschrieben. Das Mineral steht dem Diopsid-Hedenbergit nahe. Hybrider Amphibol-Omphacit-Syenit mit Quarz.

c) Ein grünlichgraues Plagioklasgestein besteht wesentlich aus Oligoklas (ca. 80 %) und Quarz (ca. 15 %); als Beimengungen: Mikroclin (ca. 2,4 %), Omphazit, Amphibol, Apatit, Sphen, Magnetit, Zirkon und Biotit; sekundäre Mineralien: Serizit, Ton- und Eisenprodukte, Pyrit, Calcit, Epidot, Chlorit und Leukoxen. Struktur panallotriomorph. Textur massig. Das Gestein ist als ein hybridisierter Oligoklas-

Quarz-Leukodiorit zu bezeichnen. Der Zusammensetzung nach entspricht es den „Trondhjemiten“ der norwegischen Petrographen.

d) Pegmatite und Aplite.

e) Melanokrate Einschlüsse bestehen aus: Oligoklas, weniger Amphibol, Biotit und wenig Titano-Magnetit. Als Beimengungen: Sphen und Apatit. Sekundär: Tonprodukte und Serizit aus Oligoklas, Epidot, Chlorit und Sagenit sehr selten. Das Gestein ist als hybrider Hornblende-Syenit mit Quarz zu nennen.

Kap. 3. Der obere Aufschluß beim Dorf Nowokamenka. An diesem Aufschluß ist zuerst von M. M. WASSILIEWSKY ein Konglomerat beobachtet worden, das die Klüfte des Granits ausfüllt und vom genannten Verf. zur Juraformation gestellt wird. Der Aufschluß ist der größte von allen und befindet sich 150 m nördlich oberhalb des vorher beschriebenen talaufwärts (Länge 115 m, Breite 35 m). Das vorwiegende System der Absonderungsrisse streicht NW—SE $298^{\circ} (\pm 13^{\circ})$. Das andere System ist weniger deutlich. Mehrere Aplit- und Pegmatitgänge. Stellenweise kleine melanokrate Einschlüsse in der Richtung SW—NE verlängert. Die vorwiegende Varietät ist ein Amphibol-Omphazit-Syenit mit Quarz, eine zweite Varietät ist reicher an gefärbten Mineralien und die dritte Varietät steht zwischen beiden. Dieser Aufschluß ist an melanokraten Einschlüssen besonders reich.

a) Gemeine Varietät. Das Gestein besteht aus folgenden Mineralien, quantitativ in Gewichts-%: Mikroklin (Mi 42,3), Oligoklas (Pl₂₀ 39,2), Omphazit (Pm 6,8), Quarz (Q 4,0), Amphibol (A 3,5), Titano-Magnetit (Mg 2,3), Sphen (Sph 1,3) und Apatit (Ap 0,6). Einschlüsse (hauptsächlich in Mikroklin) von Hämatit und Ilmenit und haarförmige Rutileinschlüsse in Quarz. Als sekundäre Mineralien erscheinen: Tonpartikel, Serizit, Muscovit, Calcit, Leukoxen, Chloritmineral. Struktur porphyrtartig, Textur unendlich schichtig. Das Gestein ist also ein hybrider rapakiviartiger Amphibol-Omphazit-Syenit mit Quarz.

b) Aplitartige Varietät besteht in abnehmender Reihe, aus Mikroklin, Plagioklas, Quarz, kleiner Menge von Amphibol und Biotit; als Beimengung: Titano-Magnetit, Sphen, Apatit, Pyrit(?) und Omphazit. Sekundäre Mineralien: Ton- und -Eisenprodukte, Serizit, Epidot, Chlorit, Calcit und Leukoxen. Die Eigenschaften der Mineralien sind dieselben wie früher. Das Gestein stellt also einen hybriden rapakiviartigen aplitförmigen Hornblendegranit mit Biotit dar.

c) Die hellste Varietät zeigt einen hybriden rapakiviartigen Syenit-Granit, der sich von den beschriebenen Syenit-Graniten durch seine lachshelle Farbe unterscheidet, ähnlich der Farbe der Granite von Bassowka.

d) Die melanokraten Einschlüsse. Biotit-Amphibol-Oligoklas-Hornfels besteht aus Oligoklas (Nr. 18), Amphibol, Biotit, Titano-Magnetit, als Beimengung Sphen und Apatit. Im Kontakt mit dem Syenit erscheint wie gewöhnlich

Omphacit. Amphibol-Oligoklas-Hornfels unterscheidet sich von dem oben erwähnten nur dadurch, daß die Amphibolmenge in demselben beinahe gleich der Oligoklasmenge ist. Der Plagioklas-Amphibol-Hornfels mit Hornblendefleckchen wurde einer genauen mineralogischen und chemischen Analyse unterworfen. Das Gestein besteht aus Amphibol (A), Andesin (Pl₃₆) und Biotit (Bi). Die Volumenverhältnisse wurden nach der Linearmethode gemessen: I gibt die Messungen im Dünnschliff mit einem Fleck einer Anhäufung von Hornblendekörnern, die ungefähr 3% der ganzen Fläche des Dünnschliffs einnehmen; II Messungen, die in dem Dünnschliff ohne solche Anhäufungen erhalten wurden.

	A	Pl ₃₆	Bi	Länge der Meßlinie	
I	52,26	47,54	0,20	88,58	
II	49,15	48,92	1,93	125,07	
Mittel	49,93	48,57	1,50	213,65	Totallänge d. Meßlinie
Spez. Gew.	3,12	2,66	3,05		
Gew.-%	53,8	44,6	1,6	—	Das spez. Gew. des Gesteins, unmittelbar gefunden, war 2,895.

Die chemische Analyse des Gesteins ergab:

SiO ₂	49,60	Na ₂ O	4,05
Al ₂ O ₃	21,54	K ₂ O	1,19
Fe ₂ O ₃	2,34	H ₂ O +	1,17
FeO	5,98	H ₂ O —	0,25
MgO	3,31	TiO ₂	0,27
CaO	10,14	Summe	99,84

Das Gestein ist also als Andesin-Amphibol-Hornfels zu nennen.

e) Konglomerat. Gerölle von verschiedenen Gesteinen, am häufigsten: Sandstein-, Granit-, Quarz- und Kieselgerölle. Der Sandstein ist das gewöhnlichste klastische Element des Konglomerats; er besteht aus Quarz, Glaukonit, Mikroklin und Epidot; andere Mineralien: Turmalin, Muscovit, Oligoklas, Magnetit, Pyrit und dessen Oxyde, Sphen, Leukoxen, Zirkon, Granat (?), Chlorit und Biotit in ganz unbedeutender Menge. Das Zement im Konglomerat ist in einer kleinen Menge anwesend. Es besteht aus einem hellgelben, bräunlichen und dunkelbraunen netzförmigen Phosphat, manchmal kristallinisch, manchmal amorph.

Kap. 4. Der Aufschluß beim Dorf Bassowka befindet sich neben dem Wasser, am rechten Ufer des sog. „Bassowschen“ Arms des Flusses Don (Länge ca. 50 m, Breite 21 m, Höhe bis 3 m). Die Absonderungsrisse sind nicht so deutlich wie an den Aufschlüssen von Builowka. Pegmatit- und Aplitgänge dem Streichen nach wechselnd. Zwei mächtige (2,3 und 1,4 m) Aplitgänge mit einer vertikalen Absonderung NW 286° ± 4°.

Die vorherrschende gemeine Varietät ist ein lachsheller Granit. Struktur porphyrartig. Typisch ist die Abwesenheit der melanokraten Einschlüsse.

a) Die gemeine Varietät. Besteht aus Oligoklas (Pl_{10}), Quarz, Mikroklin (Mi), Biotit (Bi), Chlorit (Ch), aus Biotit entstanden, Titanomagnetit (Mg), Apatit (Ap) und Leukoxen (Sph) in folgenden Volumverhältnissen in Gew.-%:

Pl_{10}	Q	Mi	Bi	Ch	Mg	Sph	Ap
40,3	28,7	26,3	3,7	0,25	0,40	0,25	0,10

Die Hauptminerale (Oligoklas, Quarz und Mikroklin) weisen genau dieselben Eigenschaften wie die im Syenit-Granit von Russisch Builowka auf.

Chemische Analyse ergab:

SiO_2	71,72	$H_2O +$	0,38
Al_2O_3	14,18	$H_2O -$	0,14
Fe_2O_3	1,20	TiO_2	0,23
FeO	1,46	P_2O_5	0,13
MgO	0,59	F	—
CaO	1,83	MnO	0,08
Na_2O	3,02	BaO	0,19
K_2O	5,00	Summe	100,15
		Spez. Gew.	2,693

Zum Vergleich sind in derselben Tabelle vom Verf. folgende Analysen angegeben: eine mittlere Analyse von präcambrischem Granit nach R. A. DALY und eine mittlere Analyse von postbotnischem Granit aus dem südlichen Finnland nach J. J. SEDERHOLM und auch eine Umrechnung der Gesteinsanalyse auf Mineralien.

Struktur des Gesteins porphyrartig. Textur massig. Diese gemeine Varietät ist also als typischer rapakiviartiger Biotit-Granit zu bezeichnen.

b) Aplite und Pegmatite. Die Biotit-Aplite bestehen aus Mikroklin (beinahe ganz frisch), stark zersetztem Plagioklas (Albit-Oligoklas Nr. 11), Quarz und wenig Biotit, stark chloritisiert. Das Phosphorit-Konglomerat ist ähnlich dem von Nowo-Nikolaewka.

Kap. 5. Übrige Granitaufschlüsse im Gouv. Woronesch. „Aufschüsse“ zwischen Ostrogoschk und Birütsch. Es sind keine Aufschlüsse, sondern große Gerölle. Einer derselben von der Größe $1 \times 0,6 \times 1,8$ cbm stellt einen rosagelblichen Granit dar, der aus Feldspäten, Quarz und wenig Hornblende besteht. Mikroskopisch sind noch zu konstatieren: Apatit, Magnetit, Zirkon und sekundäre Produkte: Ton-, Eisen- und Epidot-Zoisit-Partikel, Chlorit, Biotit und selten Calcit. Der Plagioklas ist Albit Nr. 10, der Kalifeldspat Mikroklin.

Dieser Biotit-Hornblendegranit der Gerölle unterscheidet sich also von den Graniten und Syeniten von Pawlowsk.

Der Aufschluß beim Dorf *Swinucha* (Komarowka). Verf. konnte im Jahre 1921 diesen Aufschluß selbst nicht besuchen. Die „Granit“-Aufschlüsse befinden sich neben dem Dorfe und streichen in der Richtung NW 325—350° (Länge 150 m und mittlere Breite ca. 20 m). Der „Granit“ zeigt eine „deutliche Schieferigkeit“ in der Richtung NW 325°. Alle diese Angaben sind vom Verf. nach P. G. ZELEWIN angeführt. Verf. hat nur ein Handstück dieses Gesteins untersucht und es hat sich herausgestellt, daß das Gestein als ein gneisartiger Biotit-Oligoklas-Quarz-diorit zu bezeichnen ist. Das Gestein besteht aus Oligoklas (Nr. 24), Quarz, Biotit und als Beimengungen: Apatit, Magnetit, Mikroklin und sekundär: Epidot und Chlorit. Es ist auch der mineralogische Volumbestand des Gesteins angegeben. Struktur hypidiomorphkörnig, kataklastisch. Textur deutlich blättrig.

Teil II. Schlußfolgerungen und Verallgemeinerungen.

Kap. 1. Lagerstätten der kristallinen Gesteine im Gouv. Woronesch, deren Oberfläche und Kontakte.

Es wird u. a. eine tabellarische Zusammenstellung der tektonischen Elemente der beschriebenen Aufschlüsse nach der Methode von H. Cloos gegeben. In keinem von diesen Aufschlüssen zeigen diese Intrusiva Kontakte mit den Sedimentgesteinen. Im Aufschluß von Bassowka verschwinden die Granite unter den Turonablagerungen ohne jegliche Kontakterscheinungen. Verschiedene Betrachtungen und Vergleichen sprechen für präcambrisches Alter.

Kap. II. Struktur der Intrusionen von Woronesch und deren Alter.

Verf. betrachtet ausführlich die verschiedenen Absonderungsrisse der beschriebenen Granite nach dem Schema von H. Cloos. Die lineare Schichtung F fällt in der Richtung mit der longitudinalen Spaltung S zusammen und liegt, wie in den Gneisen, in der Richtung senkrecht zur Druckrichtung und fällt also mit der Richtung des Schmelzflusses der plastischen Masse zusammen. Die porphyrtigen Einsprenglinge, sowie die exogenen Einschlüsse lagern sich im Magma also auch in der Richtung F.

Die Richtung S der longitudinalen Spaltung entspricht der Richtung der Aplit- und Pegmatitgänge im Mittel $220^\circ \pm 15^\circ$. Deutliche Q-Spalten fehlen an den Aufschlüssen von Pawlowsk, sind auch an anderen Aufschlüssen undeutlich.

Von den diagonalen Spalten ist am deutlichsten das Spaltensystem ca. 290° , also nahe zu O-W, ausgesprochen. Dies zeigt, daß die Brüche und die Bewegungen in den harten Massen gerade in dieser Richtung vor sich gingen.

Es sind also an den Aufschlüssen von Woronesch dieselben zwei Richtungen der Schieferigkeit NE und NW zu beobachten, die zuerst in den tektonischen Richtungen der kristallinen Zone von der Ukraine von J. LEWAKOWSKY im Jahre 1870 angegeben worden sind.

Von der Intensität der Kataklaste und der Schieferigkeit ausgehend, betont Verf., daß die NW-Faltung bei *Swinucha* älter als die NE-Faltung

von Pawlowsk sein soll. Dieser Umstand läßt den Verf. vermuten, daß die kristallinen Gesteine von Woronesch, sowie die von der Ukraine prä-cambriische Bildungen darstellen und die grauen Quarzdiorite von Swinucha älter als die fleischroten und orangerosa Granite und Syenite von Pawlowsk sind. Dieselben Verhältnisse beobachtet man in der ukrainischen kristallinen Zone.

Kap. 3. Petrologie der kristallinen Gesteine des Gouv. Woronesch und Vergleich derselben mit den ukrainischen.

Eigenschaften der Mineralkomponenten. Es werden die optischen und physikalischen Eigenschaften der im I. Teil beschriebenen gesteinsbildenden Mineralien zusammengestellt.

Oligoklas. In allen Aufschlüssen schwankt der Plagioklas der Granite und Syenite um Oligoklas Nr. 19. In den schlierigen Apliten fällt er bis Nr. 11. Typisch sind die antiperthitischen Mikroklineinschlüsse im Oligoklas.

Mikroklin mit charakteristischer Gitterstruktur. Oft Einschlüsse von Ilmenit und Hämatit, außerdem poikilitische Einschlüsse von Plagioklas, granulitische Quarzeinsprenglinge und bandförmige Ausscheidungen von Plagioklas.

Quarz. Typisch sind: 1. Bänder von feinsten Einschlüssen und 2. haarförmige Rutileinschlüsse.

Biotit. Das einzige farbige Mineral im Granit von Bassowka und Quarzdiorit von Swinucha.

Amphibol. In allen Intrusivgesteinen von Woronesch mit gleichen Eigenschaften: Pleochroismus N_p hellgelb oder grünlich, N_m und N_g mehr dunkel. Dispersion $\rho > \nu$; $2V = -59^\circ$. $\angle N_g [001] = 18^\circ$; $N_g - N_p = 0,017$, mittlerer Brechungsindex 1,68. Ähnliche Eigenschaften besitzt im allgemeinen der Amphibol der Hornfelseinschlüsse in den Aufschüssen von Builowka.

Der Amphibol kommt nur in denjenigen kristallinen Gesteinen von Woronesch, in denen Hornfelseinschlüsse auftreten, vor.

Omphazit. Pyroxen von einer Diopsid-Hedenbergit-Zusammensetzung mit den Eigenschaften: $\angle N_g [001] = 44^\circ$, $2V = +60^\circ$, $N_g - N_p = 0,022$, u. d. M. hellgrünlich. Als Regel kommt er in den Hornfelsen im unmittelbaren Kontakt mit den Syeniten vor.

Von den akzessorischen Mineralien: Apatit als typisches kontaktpneumatolytisches Mineral. Gewöhnlich beobachtet man eine Anreicherung von Apatit am Kontakt der Eruptivgesteine mit den Hornfelsen.

Titanit. Spielt dieselbe Rolle wie der Apatit; braunorange, mit deutlichem Pleochroismus.

Titano-Magnetit, auch als Kontaktmineral; in den Kontakten mit den Hornfelseinschlüssen wird seine Menge größer.

Die Hauptvarietäten der Gesteine und deren Verhältnisse.

Aus einer Tabelle (S. 80) der chemischen und mineralogischen Eigenschaften aller beschriebenen Gesteine ist zu ersehen, daß die Gesteine der drei Aufschlüsse von Builowka aus einer Schmelzmasse entstanden sind.

Zu dieser Masse ist auch der rapakiviähnliche Biotitgranit im Aufschluß von Bassowka zu rechnen. Es wird nochmals die hybride Entstehung der Gesteine von Builowka betont: die Amphibol- und Pyroxen-Varietäten kommen nur da vor, wo Hornfelseinschlüsse mit diesen Mineralien vorhanden sind. Die Bauschanalyse des Syenit-Granits von Russ. Builowka entspricht beinahe ganz genau dem arithmetischen Mittel aus den Granit- und Syenitanalysen (der Welt), was nach A. HARKER auf eine hybride Entstehung eines solchen Gesteins hindeutet.

Als normales, nicht hybrides Gestein wird der Granit von Bassowka angesehen. Dieser Granit entspricht der chem. Analyse nach beinahe ganz genau dem postbotnischen Granit von Finnland (J. J. SEDERHOLM) und dem mittleren präcambrischen Weltgranit von R. A. DALY. Im weiteren erörtert Verf. in dieser Abteilung ziemlich ausführlich die chem.-mineralogischen Verhältnisse der beschriebenen Gesteine.

Identität aller Varietäten der Gesteine von Woronesch mit denen von der Ukraine.

Verf. deutet darauf hin, daß in den kristallinen Gesteinen der Ukraine beinahe alle Hornblendegesteine hybride Gesteine darstellen.

Zur Petrologie des skandinavisch-russischen Schildes: Verf. kommt zur Schlußfolgerung, daß der unterirdische Horst von Woronesch der Beschaffenheit des kristallinen Reliefs und den stratigraphischen Beziehungen nach eine beinahe vollständige Kopie des „kristallinen Bandes“ der Ukraine darstellt.

Außerdem tritt eine vollständige Analogie der Rapakivigesteine von Kiew mit denen von Finnland hervor.

Kurzer Vergleich der Gesteine von Woronesch mit den Gesteinen außerhalb der russischen Platte.

Verf. deutet auf die Analogie der Quarzdiorite von Swinucha mit denen von karpatischen „Graniten“ hin. Mit den Gesteinen von Ural haben die Gesteine von Woronesch keine Analogie.

Kap. 4. Einige theoretische Betrachtungen. In diesem Kapitel betrachtet Verf. u. a. ein im Jahre 1874 von A. P. KARPINSKIJ festgestelltes „neues petrographisches Gesetz“, das folgendermaßen lautet: „die klinoklastischen Feldspäte, als gleichzeitige Bildungen, können nicht zusammen auftreten“ und weist darauf hin, daß 20 Jahre später dieses Gesetz durch die Untersuchungen von E. S. FEDOROW bestätigt wurde. Außerdem werden in diesem Kapitel folgende Fragen erörtert: Erscheinungen der Pelitisation und Serizitisierung, dann saure Albitumrandungen um die Oligoklase, Myrmekite und die Frage der Ausscheidungsreihe der Mineralien.

In dieser Abhandlung sind außerdem Tabellen angegeben, in denen alle optischen Konstanten der beschriebenen Mineralien zusammengestellt sind.

P. P. Sustschinsky.

A. K. Matwejew: Über ein Eruptivgestein bei der Station Kuteinikowo (Süd-Rußland). (Vestnik du Com. Géol. 1927. 46. No. 7. 40—41.)

Das Gestein wurde vom Verf. in der Nähe der obengenannten Eisenbahnstation gefunden (Koordination des Fundorts: $8^{\circ} 2'$ östl. L., $47^{\circ} 44'$ n. Br.). Das Gestein liegt unmittelbar unter dem Ackerboden, ist äußerst zersetzt; u. d. M. bemerkt man Plagioklas-, Augit- und Magnetitkörner, Spuren von Porphystruktur. Verf. stellt das Gestein vorläufig zu Plagioklasporphyriten.

P. P. Susterschinsky.

Labuncov, A. (Labountow): La fersmannite — un nouveau minéral des Monts Chibines. (C. R. de l'Ac. d. Sc. de l'URSS. 1929. A. 297—301. Russisch.) — Vgl. Ref. ds. Jb. 1930. I. S. 125.

N. Ellisæw: Über die Spilite vom See Segosero. (Mém. de la Soc. russe de min. 2. Série. 1928. 57. 105—122. 1 Taf.)

Verf. beschreibt 1925 und 1926 gesammeltes Material. Es stammt vom nordöstlichen Ufer des Sees Segosero her. Dieser See liegt ca. 40 km nordöstlich vom Onega-See. Die Spilite alternieren mit Sedimenten, die auf Granito-Gneisen lagern. Alle diese Bildungen sind nach P. ESCOLA präcambrisch. Die Spilite bilden mannigfaltige Strukturvarietäten: 1. Albit-Hornblende-Diabase, 2. Porphyrite, 3. Mandelsteine, 4. Ströme mit Fluidal-Textur und Struktur, 5. Breccien, 6. Epidosite, 7. Tuffe, 8. kugelige Laven. Die wesentlichen Bestandteile der Diabase sind Albit (nach FEDOROW von Nr. 0 bis Nr. 5) und Hornblende. Nebengemengteile: Chlorit, Epidot, Erz, Leukoxen, Titanit, Calcit, grüner einachsiger Glimmer. Chemische Analyse des Handstücks Nr. 95 vom östlichen Ufer des Sees, unweit der Grube Waski-Gauda, gibt:

SiO ₂	49,56	Quantitative mineralog.
Al ₂ O ₃	17,42	Zusammensetzung:
Fe ₂ O ₃	6,36	Albit
FeO	7,24	Hornblende
CaO	11,11	Chlorit
MgO	3,88	Epidot
Na ₂ O	2,67	Leukoxen
K ₂ O	0,53	Erz
H ₂ O	0,18	Calcit.
H ₂ O + 110°	1,45	kl. Menge
	100,40	100

Die am meisten verbreitete Varietät der Spilite ist ein porphyrtartiges Gestein mit porphyrischen Einsprenglingen von Hornblende, die durch Albitleisten poikilitisch durchwachsen ist. P. ESKOLA nennt die Hornblende der Diabase Aktinolithamphibol und gibt eine geringe Doppelbrechung (0,015) an. Verf. bestimmt durch viele Messungen die Doppelbrechung dieser Hornblende von 0,020 bis 0,025. $2V = -76^{\circ}$ bis -79° . Auslöschungsschiefe $17-18^{\circ}$. Optisch negativ. Dispersion $\rho < v$.

Eine andere, seltenere Art der porphyrtartigen Gesteine besteht aus Albiteinsprenglingen und einer Grundmasse mit Ophitstruktur. Die Mandelsteinspilite sind sehr verbreitet. Mineralien, welche die Mandeln ausfüllen, sind: Erz, Epidot, Quarz, Calcit, Chlorit (Delessit), Albit, grüner Glimmer

und Leukoxen. Die Epidosite kommen meistens in Form von intensiv-gelb gefärbten Bändern vor. Der mineralogischen Zusammensetzung nach (nach einer Bestimmung) bestehen dieselben aus 77,4 % Epidot und 14,2 % Hornblende. Konstante des Epidots: optisch —; Dispersion $\rho > v$; Pleochroismus: N_g — zitronengelb, N_p — schwachgelb oder farblos; N_g — N_p schwankt zwischen 0,040—0,052; $2V$ von -71° bis -78° ; mittlere Auslöschungsschiefe -29° . Die breccienartigen Partien in den oberen Teilen des Stroms kommen in verschiedenen Teilen des Sees vor.

Die interessantesten von allen Texturvarietäten der Spilite sind die kugeligen Laven. Sie sind sehr verbreitet. Die gepreßten Kugeln, bis 1 m im Durchmesser, haben eine ellipsoidale Form. Die Zwischenräume zwischen den Kugeln sind zuweilen mit Chlorit, vielleicht durch Entglasung des Glases entstanden, ausgefüllt. Durch Gas entstandene Hohlräume sind von Quarz, Chlorit, Calcit, Eisenglanz, Turmalin, Albit, Epidot ausgefüllt. Der Versuch, den Unterschied in der petrographischen Zusammensetzung der verschiedenen Teile der Kugeln von der Peripherie zum Zentrum festzustellen, ist mißlungen.

Zum Schluß beschreibt Verf. einige Sedimentgesteine, hauptsächlich Sandsteine, und deren Kontakte mit den Spiliten.

Verf. betrachtet die Spilite vom Segosero als effusive Gesteine, die sich unter dem Wasser gebildet haben, und rechnet sie zum Diabasmagma. Die tieferen Teile der Spilitdecken haben eine deutliche Ophitstruktur.

P. P. Sustschinsky.

B. Krotow: Über einige Diluvialgeschiebe aus dem Gouv. Wiatka. (Beilage zum Protokoll der Sitzungen der Naturforsch. Gesellsch. bei der Universität in Kazan. Nr. 323. Kazan 1916. 1—11.)

Die Sammlung der Diluvialgeschiebe aus dem Gouv. Wiatka des Vaters des Verf.s (Prof. PETER KROTOW) enthält zwei besonders interessante: Stauroolith-Glimmerschiefer und Aegyrinelaolithsyenit. Letzterer führt Anorthoklas, Albit, Elaolith, Ägirin, Granat und von sekundären Mineralien: Hydronephelit, Analcim und ein nicht näher bestimmbares Mineral. Diese Syenitleitgeschiebe stammen aus der Umgebung des Dorfes Schmelewa, 30 Werst westlich der Stadt Kotelnitsch.

Peter Tschirwinsky.

A. Guerassimov: Les roches jurassiques modifiées par le métamorphisme du contact dans la vallée de la Malka. (Bull. du Comm. géol. Pétrograd. 35. No. 2. 325—338. Avec deux planches.)

Serpentinintrusion als ein „sill“ im Sinne von R. A. DALY. Interessante petrographische Beschreibung der verkieselten Kalksteine, deren Struktur mikrophotographisch veranschaulicht ist (Chalcedon und Quarzin).

Peter Tschirwinsky.

N. A. Remisow: Petrographische Untersuchung von zwei Handstücken der Alkaligranite aus Berg-Ossetien. (Mém. de la Soc. russe de min. 2. sér. 57. 1928. 189—226.)

Verf. hat im Jahre 1914 zusammen mit Prof. K. N. SAWITSCH-ZABLOTZKY eine Exkursion in Berg-Ossetien zwecks Untersuchung von Intrusivgesteinen dieser Gegend unternommen. Die Abhandlung stellt eine ausführliche chemisch-mikroskopische Untersuchung der erwähnten Granite dar, wobei neben den Bauschanalysen auch Partialanalysen der einzelnen Mineralien, sowie quantitative Zusammensetzungen der Bestandteile angegeben werden.

Das erste Gestein stammt vom oberen Teil des rechten Ufers des Flusses Sardi-Don, ca. $\frac{1}{2}$ km von der Einmündung desselben in den Fluß Aigamugidon, unweit des hier befindlichen Stollens, her. Das Gestein besteht aus Feldspäten, Quarz und Chlorit. Das spez. Gew. (mittels THOULET'scher Lösung bestimmt) ist 2,641. Die chemische Untersuchung wurde in folgender Weise ausgeführt: Zuerst wurde eine Bauschanalyse gemacht, dann wurde das Gestein mittels THOULET'scher Lösung in die das Gestein bildenden Mineralien getrennt und dann die reinsten Pulver des dunklen Minerals, des Plagioklases und des Orthoklases analysiert.

Das erste Gestein ergab folgende Zusammensetzung:

		Molekularquotienten	
SiO ₂	73,70	1,233	} RO ₂ = 1,236
TiO ₂	0,21	0,003	
Al ₂ O ₃	13,60	0,133	} R ₂ O ₃ = 0,137
Fe ₂ O ₃	0,72	0,004	
FeO	1,56	0,022	} RO = 0,070
CaO	0,99	0,017	
MgO	1,23	0,031	} RO = 0,165
Na ₂ O	3,15	0,051	
K ₂ O	4,12	0,044	} R ₂ O = 0,095
P ₂ O ₅	0,25		
S	0,02		
CO ₂	0,30		
H ₂ O (110° C)	0,10		
H ₂ O (Rotglut)	0,90		
Summe	100,86		

Das gibt eine magmatische Formel
nach FR. LOEWINSON-LESSING:
1,20 RO . R₂O₃ . 9,02 RO₂.

Zum Studium der chemischen Zusammensetzung der gesteinsbildenden Mineralien wurden mittels THOULET'scher Lösung 30 Pulverfraktionen mit den spez. Gew. von 3,100 bis 2,515 erhalten, wobei zur Plagioklasanalyse das Pulver Nr. 15 (spez. Gew. 2,650—2,647) und zur Orthoklasanalyse eine Mischung von den Pulvern Nr. 26 (spez. Gew. 2,562—2,551), Nr. 27 (spez. Gew. 2,551—2,546), Nr. 28 (spez. Gew. 2,546—2,526), Nr. 29 (spez. Gew. 2,526—2,523) genommen wurde.

Die optischen Konstanten der Mineralien wurden mit dem FEDOROW'schen Tische bestimmt, der quantitative Inhalt der Mineralien in Dünnschliffen wurde mittels des dem FEDOROW'schen Tisch beigelegten Netzes zum Zeichnen des Präparats ausgeführt. Die bei der Bestimmung mittels dieser Methode der quantitativen Zusammensetzung des Gesteins erhaltenen Daten geben in einzelnen Schliffen so große Differenzen, daß Verf. daran zweifelt,

daß der erhaltene mittlere Wert dem wirklichen Prozentinhalt der einzelnen Mineralien entspricht; deswegen hat Verf. auch eine Umrechnung der chemischen Analyse auf Mineralien ausgeführt.

Die quantitative Bestimmung in den Dünnschliffen (in jedem Schliff 10 Bestimmungen) ergab als Mittel (in %):

	Schliff A	Schliff B	Schliff C	Mittel
Quarz	31,00	54,93	22,62	36,18
Plagioklas	42,65	39,20	65,14	49,02
Orthoklas	18,94	0,74	6,31	8,67
Chlorit	5,57	4,46	3,91	4,64
Calcit	1,48	0,21	1,75	1,13
Erze	0,36	0,46	0,27	0,36

Die Umrechnung der chemischen Analyse auf Mineralien ergab folgendes Resultat:

	in %	
Quarz	41,2	
Albit	26,0	} 8,9 % An auf 100 Plagioklas-
Anorthit	2,3	
Orthoklas	17,5	} 38 % Orthoklas im Feldspatteil
Chlorit	8,1	
Calcit	0,7	
Summe	95,8 ¹	

Im folgenden werden die einzelnen Mineralien des Gesteins beschrieben. Zur chemischen Analyse des Plagioklases wurde die Fraktion Nr. 15 (siehe oben) genommen, die etwas reich an Quarz war:

SiO ₂	85,74	K ₂ O	1,04
Al ₂ O ₃	9,04	H ₂ O (110° C)	0,09
Fe ₂ O ₃	0,47	H ₂ O (Rotglut)	0,17
CaO	0,87	CO ₂	0,42
MgO	0,09		
Na ₂ O	2,97	Summe	100,90

Das Pulver erwies sich als calcithaltig; darum wurde das entsprechende Quantum von CaO, dem 0,42 CO₂ entsprechend, subtrahiert und es bleibt dann für den Plagioklas 0,33 CaO, was dem Verhältnis CaO : Na₂O = 0,33 : 2,97 = 1 : 9 entspricht.

Dieses Verhältnis entspricht ungefähr dem Plagioklas Nr. 6.

¹ Die fehlenden 4,2 % sind zu Serizit, Tonsubstanz und Erzen zu rechnen.

Die Bestimmungen desselben Plagioklases nach FEDOROW ergaben:

B	$\left\{ \begin{array}{l} N_g \\ N_m \\ N_p \end{array} \right.$	13°
		78°
		88°

Albitgesetz, Plagioklas Nr. 8.

Auslöschungsschiefe in den Schnitten \perp PM:

Am Rand	Im Zentrum
1. — 11° (7 % An)	— 9° (11 % An)
2. — 10° (9 % An)	— 10° (9 % An)
3. — 11° (7 % An)	— 10° (9 % An)

Es stimmen also die Resultate der chemischen und mikroskopischen Plagioklasuntersuchung beinahe überein.

Die chemische Analyse des Orthoklases ergab:

SiO ₂	63,26	K ₂ O	14,29
Al ₂ O ₃	18,45	H ₂ O (110° C)	0,07
Fe ₂ O ₃	0,91	H ₂ O (Rotglut)	0,40
CaO	0,72	CO ₂	0,28
MgO	0,03		
Na ₂ O	1,80	Summe	100,21

Chlorit. Hauptzone (der Spaltbarkeit nach) positiv.

Doppelbrechung (mit dem drehbaren Kompensator von W. W. NIKITIN bestimmt) $N_g - N_p = 0,002$. Anomale Interferenzfarben. Starker Pleochroismus.

Wegen der kleinen Substanzmenge in jeder Portion wurden zur chemischen Analyse Fraktionen mit dem spez. Gew. von 2,937—2,839 zusammengemischt. Die Chloritanalyse ergab:

SiO ₂	26,84	Na ₂ O	1,10
TiO ₂	4,43	K ₂ O	0,82
Al ₂ O ₃	19,76	H ₂ O (Hygr.)	0,83
Fe ₂ O ₃	4,04	H ₂ O (Rotglut)	5,82
FeO	19,19	CO ₂	0,69
CaO	2,64		
MgO	13,10	Summe	99,26

Die mineralogische Zusammensetzung des ersten Gesteins ergibt sich also folgendermaßen:

Primäre Mineralien: Plagioklas Nr. 6—9, Quarz, Orthoklas, Biotit, Zirkon, Magnetit (?), Ilmenit (?).

Sekundäre Mineralien: Chlorit, Calcit, Pyrit, Serizit, Tonsubstanz.

Das andere untersuchte Eruptivgestein stammt vom unteren Teil des rechten Abhangs vom Fluß Archón, etwa 1½ km höher von seiner Mündung in den Fluß Ardón, her. Die Untersuchung wurde in derselben Weise wie die des ersteren Gesteins ausgeführt. Das spez. Gewicht 2,638. Die chem. Analyse ergab:

Molekularquotienten

SiO ₂	75,23	1,271	} RO ₂ — 1,275	
TiO ₂	0,31	0,004		
ZrO ₂	0,02			
Al ₂ O ₃	12,13	0,121	} R ₂ O ₃ — 0,122	
Fe ₂ O ₃	0,22	0,001		
FeO	1,26	0,018	} RO — 0,062	
CaO	0,95	0,017		
BaO	Spuren			} $\overline{RO} = 0,156.$
MgO	1,09	0,027		
Na ₂ O	3,23	0,053	} R ₂ O — 0,094	
K ₂ O	3,85	0,041		
P ₂ O ₅	0,13			
S	0,02			
CO ₂	0,54			
H ₂ O (110° C)	0,09			
H ₂ O (Rotglut)	1,23			
Summe	100,30			

Das gibt eine magmatische Formel
nach FR. LOEWINSON-LESSING:
1,28 \overline{RO} . R₂O₃ . 10,45 RO₂.

Zur chem. Analyse wurden in entsprechender Weise wie mit dem ersten Gestein 33 Fraktionen nach dem spez. Gewicht angefertigt.

Die mittlere quantitative Zusammensetzung in 3 Dünnschliffen (je 10 Messungen in jedem Dünnschliff) ist in Prozent folgende:

	Schliff A	Schliff B	Schliff C	Mittel
Quarz	62,74	27,56	0,66	30,32
Plagioklas	29,50	56,42	13,59	33,17
Orthoklas	0,97	4,20	81,91	29,03
Chlorit	6,51	9,70	2,83	6,34
Calcit	0,26	1,73	0,55	0,85
Erze	0,02	0,39	0,46	0,29

Wegen der großen Schwankungen der mineralogischen Zusammensetzung in einzelnen Dünnschliffen wurde auch eine Umrechnung der chemischen Analyse des Gesteins auf Mineralien ausgeführt. Die Resultate ergaben:

Quarz	45,8 %	
Albit	24,7	
Anorthit	0,1	
Orthoklas	14,6	37 % Orthoklas im Feldspatteil.
Chlorit	10,1	
Calcit	1,2	
Summe	96,5	

Plagioklas. Die Bestimmungen nach FEDOROW ergaben:

$$B \begin{cases} N_g & 15^\circ \\ N_m & 76^\circ \\ N_p & 85^\circ \end{cases} \text{ Albitgesetz, Plagioklas Nr. 4.}$$

Auslöschungsschiefe in den Querschnitten \perp PM

A m R a n d e	I m Z e n t r u m
1. — 15° = 1 % An	— 13° = 2 % An
2. — 16° = 0 % „	— 16° = 0 % „
3. — 14° = 3 % „	— 12° = 6 % „

Zur chem. Analyse des Plagioklases wurde die Fraktion Nr. 21 (spez. Gew. von 2,643 bis 2,640) genommen. Das Pulver war reich an Quarz.

SiO ₂	89,31	Na ₂ O	2,50
Al ₂ O ₃	5,98	K ₂ O	0,87
Fe ₂ O ₃	0,33	H ₂ O (110° C)	0,05
CaO	0,08	H ₂ O (Rotgl.)	0,95
MgO	Spuren	CO ₂	Spuren
		Summe	100,07

Orthoklas. Zur Analyse wurden die Pulver Nr. 30 und 31 (spez. Gew. von 2,558 bis 2,549) benützt.

SiO ₂	64,48	Na ₂ O	1,74
Al ₂ O ₃	18,53	K ₂ O	14,23
Fe ₂ O ₃	0,34	H ₂ O (110° C)	0,11
CaO	0,65	H ₂ O (Rotgl.)	0,70
MgO	0,23	CO ₂	0,30
		Summe	101,31

Nach der Subtrahierung der entsprechenden CO₂ für Calcit bleibt noch 0,27 % CaO, was dem Verhältnis CaO : Na₂O = 0,27 : 1,74 = 1 : 6,44 gleichkommt; dies entspricht ungefähr dem Plagioklas Nr. 8.

Chlorit. Resultate der chem. Analyse:

SiO ₂	29,64	MgO	9,68
TiO ₂	4,02	Na ₂ O	0,53
Al ₂ O ₃	20,36	K ₂ O	2,46
Fe ₂ O ₃	10,87	H ₂ O (110° C)	0,70
FeO	12,37	H ₂ O (Rotglut)	6,90
CaO	2,71	CO ₂	0,27
		Summe	100,61

Die physikalischen Eigenschaften sind dieselben, wie die des Chlorits im ersten Gestein.

Die mineralogische Zusammensetzung des zweiten Gesteins ist also:

Primäre Mineralien: Quarz, Albit, Orthoklas Zirkon, Magnetit, Ilmenit und Pyrit (?);

sekundäre: Chlorit, Calcit, Pyrit, Serizit, Muscovit, Magnetit und Ilmenit.

Zum Schluß vergleicht Verf. seine Analysen mit den Analysen früherer Autoren und macht einige geologische Betrachtungen. Er kommt zu dem Schluß, daß die Granite von den Flüssen Uruch (Dorf Nar) und Sardi-Don (Dorf Fasnal) und Archon, obgleich territorisch ziemlich weit entfernt, von demselben Magmaherd herkommen.

P. P. Sustschinsky.

Tschirwinsky, Peter: Quarzdiorit von Kedabek, Gouv. Elisawetpol im Kaukasus. (Cbl. f. Min. etc. 1929. A. 185—189.)

P. I. Lebedef: Tuffartige Laven von Alagez. (Mat. zur Kenntn. der prod. Naturkr. d. Union. Nr. 67. Bausteinmat. III. Leningrad 1928. 87—103. Russisch.)

In Armenien, am südlichen Abhange des Alagez-Massivs, befinden sich bunte Laven: rote, gelbe, braune, violette und schwarze. Rote und schwarze sind genetisch gleich. Manchmal sind sie untereinander geschichtet. Gelbe und hellgelbe Laven befinden sich in höheren Lagen der tuffartigen Lavakomplexe. Violette — im Gegensatz — lagern sich unter die roten und schwarzen. Wenig verbreitete braune Laven liegen am Kontakt der rot-schwarzen gegen Andesitlaven.

U. d. M.: rote und schwarze Laven enthalten Plagioklas- und Pyroxen-einsprenglinge im zellenförmigen Glase, der aus kleinen grillenhaft und fluidal geordneten Partikeln besteht. In gelben Laven gibt es manchmal außer Feldspat und Pyroxen als Einsprenglinge auch Splitter von Andesit.

Die Grundmasse der violetten Laven hat eine andere Struktur. Sie ist fast ganz kristallin und enthält eine Reihe von unbestimmten Mineralspezien.

Tab. I.

Chemische Analysen tuffartiger Laven von Alagez.

	Schwarze	Rot- braune	Rote	Gelbe	Violett- rosa
	Kara- Burun	Kara- Burun	Takija	Takija	Schami- ran
SiO ₂	62,85	61,76	65,02	65,12	64,00
TiO ₂	0,93	0,86	0,61	0,73	0,96
Al ₂ O ₃	16,24	16,26	15,03	15,33	16,88
Fe ₂ O ₃	2,29	3,60	3,19	2,41	3,49
FeO	1,85	0,71	0,35	0,43	0,35
MnO	0,11	0,09	0,11	0,06	0,07
MgO	1,46	1,44	0,97	1,50	1,73
CaO	3,16	3,79	1,66	1,79	2,86
BaO	0,38	0,13	—	—	—
Na ₂ O	4,56	3,32	4,63	4,52	4,70
K ₂ O	3,60	3,97	4,36	3,65	4,34
Cl	0,04	0,05	—	—	—
CO ₂	Spur	0,17	—	—	—
SO ₃	0,03	0,22	—	—	—
H ₂ O < 110°	0,25	0,48	0,50	1,79	0,40
Glühverlust	2,21	2,95	3,43	2,51	0,32
Summe	99,96	99,80	99,86	99,84	100,00
Spez. Gew.	2,456	—	—	2,450	2,600

Tab. II.

Magmatische Formeln von tuffartigen Laven, Trachyten und Trachylipariten
(nach LOEWINSON-Lessing).

	α	\overline{RO}	SiO_2	$\frac{R_2O}{RO}$		α	\overline{RO}	SiO_2	$\frac{R_2O}{RO}$
Violettrosa von Schamiran .	2,71	1,15	5,63	1,22	} Normale Trachyte	2,48	1,27	5,31	1,23
Rotbraune von Kara-Burun .	2,74	1,17	5,72	0,86					
Schwarze von Kara-Burun .	2,83	1,35	6,17	0,92					
Gelbe v. Takija .	3,11	1,12	6,41	1,46					
Rote v. Takija .	3,13	1,06	6,35	2,00	} Trachyliparite	3,25	1,20	7,10	1,66

Die magmatischen Formeln zeigen uns, daß einige von den beschriebenen Laven aus dem trachytischen Magma und andere aus Trachylipariten entstanden sind. In höheren Teilen des Alagez-Massivs treten Trachyte und Trachyliparite als normale graue und hellgraue Laven ein. **C. Schubnikowa.**

A. G. Ginsberg und **A. I. Zvetkov:** Andesit-Basalt von Armenien als Material für fassonierten Guß. (Mat. zur Kenntn. der prod. Naturkr. d. Union. Nr. 67. Bausteinmat. III. Leningrad. 1928. 104—118. Russisch.)

Basalt von Armenien ist feinkörnig, holokristallin und besteht aus Labrador mit Augit (ophitische Struktur), Olivin und Magnetit.

Tab. I.

Chemische Analysen von Andesit-Basalt.

Orte	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO		
Kalageran	50,34	17,55	6,40	3,89	9,66		
Arpa-Čaj	51,41	18,50	7,23	3,32	8,86		
Ajger-Gel	52,24	19,77	5,14	2,60	9,36		
Orte	MgO	Na_2O	K_2O	H_2O 110°	Glüh- verl.	Summe	Spez. Gew.
Kalageran	6,45	3,71	1,68	0,19	0,33	100,20	
Arpa-Čaj	4,87	3,77	1,99	0,49	—	100,44	2,99
Ajger-Gel	5,03	3,34	2,89	0,57	—	100,94	

Tab. II.

Magmat. Formel von Andesit-Basalt
(nach LOEWINSON-LESSING).

Orte	$\overline{RO.R_2O_3}$	SiO_2	α	β	γ	$\frac{R_2O}{RO}$
Kalageran	2,19	3,93	1,51	81,17	1,23	1 : 4,9
Arpa-Čaj	1,8	3,77	1,56	74,3	1,35	1 : 4
Ajger-Gel	1,83	3,83	1,59	73,8	1,33	1 : 3,8
Mittl. Formel:						
von Andesit	1,7	5,2	2,2	—	—	1 : 2,8
von Basalt	2,6	4,6	1,63	—	—	1 : 7,8

nach GINSBERG¹

Orte	A	C	S	α	β	γ	$\alpha\beta$	Mol.-% Sal
Kalageran . . .	0,37	1,82	4,93	4,96	44,4	2,25	220,22	69,25
Arpa-Čaj . . .	0,36	1,44	4,77	5,85	37,7	2,6	220,00	72,5
Ajger-Gel . . .	0,38	1,45	4,83	5,82	37,8	2,63	220,00	72,5
Mittl. Formel:								
von Andesit . .	0,41	1,14	6,0	8,8	25,8	3,9	227,00	79,6
von Basalt . .	0,31	2,39	5,7	4,6	48,8	2,09	224,00	67,7

Die chemischen Analysen zeigen uns, daß es nicht Basalt, sondern Andesit-Basalt ist.

Das Gestein aus Kalageran, wie mehr basisches, steht näher zu den Basalten und deshalb gibt es bei Schmelz und Gießprüfungen bessere Resultate. Andere Gesteine können auch zum Gießen gebraucht werden, aber, wie Diabase, mit entsprechendem Zusatz.

C. Schubnikowa.

W. N. Lodotschnikow: Étude microscopique des roches de la région comprise entre le Dary-dag et la partie ouest de la chaîne de Karabakh occidental (Transcaucasie). (Com. Géol., Matér. pour la géologie générale et appliquée. Livraison 24. Léningrad 1925. 1—53. Russisch mit franz. Zusammenfassung.)

Diese Abhandlung enthält die Ergebnisse der mikroskopischen Untersuchung der von Ing. A. A. STOJANOW gesammelten Gesteinssammlung.

Dary-dag.

Nr. 19. Gipfel von Ilanlu-dag. Alter: Tertiär. Diopsid-Hornblende-Dacit mit Schlieren von Diopsid-Hornblende-Quarz-Mikrodiorit.

Ein hellgraues porphyrtartiges Gestein mit weißen Plagioklasausscheidungen, bis 30 mm² groß, und rötlichbraunen Phenokristallen von Hornblende, bis 7 mm² groß. U. d. M. ein mikrogranitisches Aggregat von Andesin (Nr. 41 und 40) und Quarz, wenig Augit und viel Magnetit. Die Einsprenglinge bestehen aus Andesin, Hornblende ($\angle N_g$ [001] = 16°, 2V = 80° —, N_g-N_p = ca. 20, N_p bräunlichgelb, N_m grünlichbraun und N_g graugrün) und Diopsid ($\angle N_g$ [001] = 38°, N_g-N_p = 26) und wenig Biotit. Die schlierige Ausscheidung unterscheidet sich von der Hauptmasse durch die größere Zahl der Hornblendekörner.

Das Gestein zeigt eine fast völlige Analogie mit den von W. v. DERWIES aus der Umgebung von Nachitschewan beschriebenen „lakkolithischen Daciten“.

¹ GINSBERG: Berechnung der magmat. Formel — Verhandl. Naturwiss. Gesellsch. in Leningrad. 55. 1926. H. 4 u. Ref. in dies. Jb. 1927. Abt. A. II. 65.

Nr. 14. Eocänserie. Breccienartiger Kalkstein mit Resten von Foraminiferen.

Nr. 31. Eocänserie. Dichter toniger Kalkstein mit Resten von Foraminiferen.

Nr. 35. Eocänserie (?). Breccienartiger Kalkstein mit Resten von Foraminiferen.

Ordubad.

Nr. 73. Linsenartige Adern. Biotit-Hornblende-Quarz-Porphyr.

Ein bläulichgrünes porphyrtiges Gestein mit einer großen Zahl von hellrosa Feldspateinsprenglingen, bis 2 mm² groß.

U. d. M. Struktur hypo(?) kristallin-porphyrisch. Grundmasse felsitisch, aus Quarz, Plagioklas und Glas (?) bestehend.

Die Plagioklase sind durch Andesin (Nr. 41, 39 und 30) vertreten. Außerdem Quarzeinsprenglinge. Sekundär Chlorit, pseudomorph nach Hornblende und Biotit.

Nr. 75. Metamorphes feinkörniges Granat-Quarz-Epidot-Calcit-Diopsidgestein mit Kobaltglanz (Erzskarn).

Ein sehr feinkörniges graulichgrünes Gestein von diopsidähnlicher Farbe mit kleinen (bis $\frac{1}{2}$ mm²) Kobaltglanzkörnern. U. d. M. hauptsächlich: Diopsid ($2V = +54^\circ$, $\angle N_g [001] = 36^\circ$, $N_g - N_p = \text{ca. } 27$; $\angle N_g [001] = 39^\circ$, $N_g - N_p = 27$) und Calcit. Deutliche Menge von Epidot, teilweise Zoisit, Quarz, Kobaltglanz, Granat und Apatit in abnehmender Menge. Epidot deutlich pleochroitisch ($2V = 68^\circ$, $N_g - N_p = 36$).

Nr. 77. Metamorphes feinkörniges Granat-Quarz-Calcit-Epidotgestein (Skarn).

Ein feinkörniges grünlichdunkelgraues Gestein mit Granatnestern, mit Kupfersilikaten. U. d. M. Struktur poikiloblastisch. Ähnlich dem vorhergehenden Gestein. Diese beiden Gesteine stellen typische Skarne, kontakt-metamorphe Bildungen, dar. Sie erinnern an Skarnbildungen von Daschkasan. Der Kobaltglanz verdrängt metasomatisch den Calcit.

Akulissy.

Nr. 70. Bandförmige Lagerung. Gehört zur Miocänserie. Hornblendeandesit.

Ein feinkörniges porphyrtiges Gestein von Lilafarbe mit vielen Phenokristallen von gelblichweißen Feldspäten bis 1 mm² groß und kleinen Hornblendeinsprenglingen.

U. d. M. besteht die felsitische Grundmasse aus punktförmigen Körnern von Feldspat und sehr kleinen Mengen von Glas (?). Einsprenglinge: $\frac{2}{3}$ Andesin und $\frac{1}{3}$ Hornblende. Andesin gehört zu den Nr. 33, 33—37—39, in regelmäßigen Kristallen. Hornblende, nach den Schlifften senkrecht zur Vertikalachse bestimmt. Deutliche Menge von rötlichbraunen Apatitkörnern. Diese bräunlichen Apatite sind für die neovulkanischen Gesteine von Karabach typisch.

Zai-Dara.

Nr. 52. Quarz-Albitophyr.

U. d. M. besteht die Grundmasse aus einem mikrogranitischen Aggregat von Albitkörnern (Nr. 1 und 3) und Quarz. Die Einsprenglinge bestehen nur aus Albit, meist in Zwillingen. Es wurde gemessen: $2V = +81^\circ \pm 1^\circ$ und $+80^\circ \pm 1^\circ$. Stellenweise Pyritkörner.

Nr. 52₂. Quarz-Albitophyr mit Einschlüssen von Oligoklas-Diabas.

Ein grünlichhellgraues porphyrtartiges Gestein mit grünlichweißen Einsprenglingen von Feldspat und graulichem Quarz. U. d. M. Struktur vollkristallin-porphyrisch. Die Grundmasse, ca. $\frac{2}{3}$ des ganzen Gesteins einnehmend, besteht aus kleinen, ca. 0,001 mm² Feldspatkörnern. Als Einsprenglinge Albit und Quarz. Die Xenolithe von Oligoklas-Diabas enthalten Oligoklas (Nr. 29), Hornblende und Chlorit.

Nr. 54 (57). Albitophyr-Tuff.

Ein dunkelrötlich-braunes feinkörniges porphyrtartiges Gestein mit weißen, matten Feldspateinsprenglingen. U. d. M. Struktur eher klastisch, tuffogen, als porphyrisch. Das Zement, weniger als die Hälfte des Gesteins einnehmend, besteht aus einer deutlichen Menge von Glas und winzigen Albitkörnchen, mehr oder minder isometrisch, sehr selten leistenförmig. In diesem Zement Trümmer von Albit (Nr. 2, 5, 7), selten gut erhaltene Kristalle von 0,01—2 mm². Die nicht verzwilligten Albitkörner geben $2V = +85^\circ$, $+84^\circ$ und $+85^\circ$. Unregelmäßige Magnetitkörner.

Nr. 56. Metamorphosierter Labrador-Porphyr (?).

Ein dunkelgrünlichgraues Gestein mit Äderchen und Flecken von Epidot und großer Pyritmenge. U. d. M. Struktur porphyrisch, un- deutlich, da das Gestein in größerer Menge aus sekundären Produkten besteht. Das Gestein besteht aus Labrador (ca. Nr. 60, $BN_g = 38^\circ$, $BN_p = 72^\circ$, $2V = +82^\circ$) und deutlich kleineren Mengen von sekundärem Amphibol ($\angle N_g [001] = 14^\circ$, $2V = -76^\circ$, hellgrün).

Nr. 58. Serizitisierter (?) und verquarzter Albitophyr (?) mit Pyrit.

Ein felsartiges bläulichgraues, an der Oberfläche gelbliches Gestein mit großer Pyritmenge. U. d. M. Struktur porphyrisch (?); das ganze Gestein vollständig aus sekundären Produkten bestehend. Es ist ein einachsiges positives Mineral ($N_g - N_p = 8,2; 8,6; 8,2$), voll von Sericitstaub, vorhanden, das schwer zu Quarz zu rechnen ist.

Kalaky.

Nr. 51. Chlorit-Quarz-Erzgestein mit Kupferkies, Pyrit und Bornit.

U. d. M. Struktur feinkristallinisch. Das Gestein besteht zur Hälfte aus Erzmineralien, manchmal gut kristallisiert. Kupferkies wiegt vor, Pyrit tritt zurück; letzterer ist älter als ersterer. Pyritkristalle sind oft in den Kupferkieskörnern eingewachsen. Quarz in Körnern mit Pflasterstruktur. Das hellgrüne Mineral ist zum Chlorit zu rechnen.

Nr. 51'. Hornblende-Pyroxen-Andesit (ohne Quarz?), propylitisiert und verquarzt.

Ein dunkelbraunes porphyrtartiges Gestein mit vielen gelblichen Plagioklaseinsprenglingen.

U. d. M. Struktur nicht voll (?) kristallin-porphyrisch. Das Gestein ist stark zersetzt. Die Grundmasse besteht aus Plagioklas Nr. 46 (Albitgesetz $BN_g = 28^\circ$, $BN_p = \text{ca. } 80^\circ$), Quarz und beinahe farblosem Chlorit.

Die Einsprenglinge bestehen aus Andesin (Nr. 25), Augit, Hornblende und Magnetit.

Nr. 51. Hornblende-Andesit, kaolinisiert und sericitisiert.

Ein graues, stark verwittertes Gestein mit matten Feldspateinsprenglingen und von gelben Tonbildungen durchsetzt. U. d. M. Struktur hypokristallin-porphyrisch, stellenweise fluidal. Die Grundmasse aus sehr feinen Feldspatkörnern bestehend. Viel Magnetit. Bruchstücke und Kristalle, ungefähr die Hälfte des Gesteins bildend, sind hauptsächlich durch Andesin ($BN_g = 16,5^\circ$; $BN_p = \text{ca. } 90^\circ$, $2V = +88^\circ \pm 2^\circ$ — Nr. 34) und Pseudomorphosen nach Hornblende vertreten.

Nr. 51₂. Hornblendedacit (albitisiert). Ein dunkelgraues porphyrisches Gestein mit felsitischer Grundmasse, an der Oberfläche verwittert. U. d. M. Struktur hypokristallin-porphyrisch. In der felsitischen Grundmasse: Andesin (Nr. 34) und Quarz. Die Phenokristalle bestehen aus Andesin, nahe zum Labrador (Nr. 47) und wenigen Körnern von pseudomorphosierter Hornblende, stellenweise Quarz. Die Andesine sind frisch und durchsichtig, mit zonarer Struktur, an der Oberfläche albitisiert.

Nr. 51_x. Propylitisierte Albitophyr. Ein dunkelgrünes porphyrtartiges Gestein mit einer großen Menge Kriställchen und Körnern von Pyrit. U. d. M. Struktur hypokristallin-porphyrisch von einem Trachytypus. Stellenweise fluidale Textur. Die Grundmasse besteht aus Albitleistchen (Nr. 8) und einer Chlorit-Mesostasis, viel dichter Calcit. Die Einsprenglinge, stellenweise bis 10 mm², sind durch Albit (Nr. 0—3) vertreten. Pyrit wird vom Verf. als sekundär betrachtet.

Dyrnyss.

Nr. 59. Bruchstücke, die in den Porphyritbreccien auftreten: Labradorporphyrit.

Ein graulichschwarzes feinkörniges, beinahe dichtes porphyrtartiges Gestein mit seltenen großen Phenokristallen von Plagioklas.

U. d. M. Struktur hyalopilitisch. Textur fluidal. Grundmasse aus Andesin (im Mittel Nr. 43), viel Magnetit und Chlorit und ziemlich viel Glas.

Die Phenokristalle meistens Labrador [$BN_g = 34^\circ$, $BN_m = 60,5^\circ$, Nr. 54 nach \perp (010)], meistens stark zersetzt.

Nr. 62. Agglomerattuff des Andesinophyrs (vielleicht des Albitophyrs).

Eine Breccie, die aus Bruchstücken verschiedener Größe von hell- und dunkelgrünen, hell- und rötlichbraunen Farben besteht, die neben den Plagioglaskörnern in einem sehr feinkörnigen bräunlichen Zement zerstreut sind.

U. d. M. Struktur klastisch. Bruchstücke und einzelne Körner sind zu *Andesin* zu rechnen. [$BN_p = 10^\circ$, $BN_g = 88^\circ$, Gesetz [100], und $BN_m = 25,5^\circ$, $BN_g = 69,5^\circ$ — Gesetz $\frac{\perp [100]}{\parallel (010)}$ — komplizierter Zwillings, wobei das erste Gesetz Nr. 38 und das zweite Nr. 42 gibt; $BN_g = 16,5^\circ$, $BN_p = ca. 90^\circ$, $2V = 84^\circ +$, Albitgesetz Nr. 34.

Einzelne Partien haben eine verschiedene Struktur und Zusammensetzung: vitro-aphyrisch, hypokristallin-porphyrisch, aphyrisch, ophitisch.

Der Struktur nach ist das Gestein zu den Tuffen zu rechnen, und der Tuff steht der Andesitlava am nächsten. Die Plagioklase, nach den Koordinaten der Zwillingssachse und der Zwillingnaht, sowie nach dem Winkel der optischen Achsen bestimmt, können zu den Albiten wie zu den Andesinen zu rechnen sein. Verf. erörtert die Methoden der Plagioklasbestimmung in diesen Fällen.

Nr. 66. Tuff eines quarzlosen Gesteins. Ein sehr feinkörniges, dunkles, rötliches Gestein mit kleinen grünen Punkten.

U. d. M. Struktur klastisch, tuffogen. In einer sehr feinkörnigen, schwach polarisierten Masse sind viele kleine und unregelmäßige Körner von sekundärem Quarz, Calcitbruchstücke, Chlorit und Eisenoxyde zerstreut.

P a s m a r y. G ä n g e.

Nr. n. Spessartit.

Ein feinkörniges, dunkles grünliches porphyrtiges Gestein mit Einsprenglingen von Plagioklas und Hornblende und deutlicher Menge von Pyrit.

U. d. M. Struktur vollkristallin-porphyrisch. Die Grundmasse besteht aus einer braunen, etwas grünlichen Hornblende und unregelmäßigen *Andesin* körnern (im mittleren Nr. 32). *Hornblende*: $N_g [001] = 19^\circ$, $2V = 86^\circ$ —. *Andesin* (Nr. 34): $BN_m = 35,5^\circ$, $BN_p = 61^\circ$, $2V = 85^\circ$ —, Karlsbader Zwillings. Das Gestein ist stark zersetzt, enthält viele sekundäre Produkte: Calcit, Aktinolith und Chlorit.

Nr. n₁. Granitaplit mit Schlieren von Albit-Granitaplit.

Ein feinkörniges gelblichweißes Gestein mit kleinen Anläufen von Eisenrose. U. d. M. zwei Teile. Der erste Teil besteht aus Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas und Biotit (primär?); wenig Magnetit, Sphen und Apatit, Plagioklas (Nr. 8 und 9), manchmal mit zonerer Struktur (Nr. 37—31—15), gut begrenzt, sericitisiert, dagegen der Orthoklas nicht sericitisiert. Der zweite Teil bildet eine kleine Insel inmitten des ersten Teils. Der Hauptgemengteil verlängerte Albitkörner (Nr. 7) und dazwischen Quarzkörner. Dieser zweite Teil scheint eine Konstitutionschliere des ersten zu sein.

Nr. n₁'. Porphyrtiger Granitaplit.

Ein hellgraues porphyrtiges Gestein mit großen (bis 15 mm²) Einsprenglingen von weißen Plagioklasen und deutlicher Menge von schmutzigrünem Glimmer.

U. d. M. Struktur hypidiomorph-körnig, porphyrisch. Gemengteile: Quarz, Kalifeldspat, Albit, Biotit und Magnetit. Sekundär: Sericit, Chlorit, Epidot, Zoisit und Kaolin. Der Kalifeldspat: $2V = -76^\circ$; $\angle (001) N_m = 7,5^\circ$; $2V = -78,5^\circ \pm 3^\circ$. Albit (Nr. 2 und 4) $BN_g = 16,5^\circ$ und 14° , $BN_p = 87^\circ$ und 88° , $2V = 79^\circ +$, $82^\circ +$, $80^\circ +$) voll von Serizitkörnern, dagegen der Kalifeldspat nicht serizitisiert.

Nr. n₂. Porphyrtiger pegmatitischer Granitaplit.

Ein mittelkörniges porphyrtiges Gestein mit sehr seltenen Einsprenglingen von grünlichen Plagioklasen, bis 20 mm². U. d. M. Struktur hypidiomorph-mittelkörnig. Ausscheidungsreihe: Oligoklas, Albit und eutektische Mischung von Quarz und Kalifeldspat. Das Gestein besteht aus Quarz, Kalifeldspat, Albit, Oligoklas und wenigen Magnetitkörnern. Der Kalifeldspat: $2V = -78^\circ \pm 4^\circ$, $\angle \perp (001) N_m = 15^\circ$, teilweise perthitisch. Oligoklas ebenso unregelmäßig begrenzt wie der Quarz und der Kalifeldspat, deutlich zonar (Nr. 29—19 und 25—12).

Nr. n₃. Porphyrtiger pegmatitischer Granitaplit. Das Gestein dem vorhergehenden analog.

Nr. n₄'. Chloritisierter und epidotisierter Albit-Granit-Aplit mit pegmatitischen Partien.

Ein schmutzigrünes feinkörniges Gestein mit großer Menge von Chlorit und Epidot. Auf der Stufe Anläufe von Eisenrose. U. d. M. Struktur hypidiomorph-feinkörnig, stellenweise pegmatitisch. Das Gestein besteht aus Albit, Quarz, Kalifeldspat, Magnetit und Sphen; sekundär: Epidot, Chlorit, Biotit, Leukoxen und Calcit. Albit (Nr. 4, 6 und 6) in länglichen Körnern stark kaolinisiert und deutlich sericitisiert. Chlorit unregelmäßig, nicht aus Biotit entstanden.

Außer der ersten melanokraten Fazies stellen alle anderen Gänge von Pasmary also typische diaschiste aplitische Varietäten von beinahe derselben Zusammensetzung und Struktur dar. Der primäre Biotit fehlt. Der Hämatit (Eisenrose) ist epigenetisch und nimmt an der Zusammensetzung des Gesteins keinen Teil.

Gansa.

Nr. 78. Stark zersetzter Albitophyr (verquarzt, epidotisiert, kaolinisiert und chloritisert).

Ein feinkörniges, helles, grünlichgraues porphyrtiges Gestein. U. d. M. Struktur porphyrisch. Die Grundmasse besteht beinahe ganz aus sekundären Produkten. Die Einsprenglinge sind durch kaolinisierten und epidotisierten Albit vertreten.

Nr. 79. Propylitisierter Porphyrit (chloritisert, kaolinisiert, sericitisiert und calcitisiert).

Ein feinkörniges, dunkelgrünes porphyrtiges Gestein, durch Absonderungsrisse in Platten zerteilt. U. d. M. Struktur porphyrisch. Die Grund-

masse besteht aus winzigen Leistchen von Andesin und unregelmäßigen Chloritkörnern. Die Einsprenglinge — hauptsächlich Andesin ($BN_g = 87^\circ$, $BN_p = 11^\circ$, [001] — Nr. 39; bei \perp (010) $N_g = 19,5^\circ$ — Nr. 37; \perp (010) $N_g = 20,5^\circ$, \perp (010) $N_p = 86^\circ$ — Nr. 38; 2 V an einzelnen Körnern — 88° , — 88° , — $85,5^\circ$). Das Gestein ist von Calcitäderchen durchkreuzt.

Nr. 79₁ und 80₁. Dichte tonige Kalksteine mit Spuren von Foraminiferen.

Das erste Gestein dunkelgrau, das zweite graulichschwarz; beide dicht. U. d. M. pelitische Struktur. Eine dichte Calcitmasse mit Resten von Foraminiferen.

Nr. 80. Gänge, die mächtiges sandig-tonige Schiefer durchsetzen. Porphyrischer Andesin-Diabas.

Ein feinkörniges dunkelgrünes Gestein mit sehr seltenen grünlichen Plagioklasausscheidungen.

U. d. M. Struktur porphyrisch, diabaskörnig, stellenweise deutlich ophitisch. Stark zersetzt. Die Hauptmasse besteht aus Andesinleistchen, zwischen denen Chlorit zusammengeklemmt ist. Deutliche Menge von Magnetit. Sekundäre Bildungen nehmen den größten Teil des Gesteins ein. Das Gestein ist zu den Diabasen zu rechnen.

Nr. 81. Chlorit-Quarz-Erzgestein.

Ein bunter Erzquarzit mit Kupferkies und Goethit, stellenweise mit Malachit bedeckt. U. d. M. Struktur kristallinisch. Besteht aus Quarz, stellenweise mit Pflasterstruktur, stellenweise verzahnt, Chlorit und Serizit. Einzelne Körner von Chalkopyrit, Goethit und Magnetit.

Nr. 83. Chlorit-Quarz-Erzgestein.

Ein bunter Erzquarzit mit Kupferkies, Goethit, seltenen Magnetit, stellenweise mit einer Malachitkruste bedeckt.

Unterscheidet sich von dem vorherigen Gestein durch die Größe der Körner, manchmal bis 10 mm² groß. Der Kupferkies später als Quarz entstanden, da kleine Kupferkieskriställchen manchmal auf den Köpfen der Bergkristalle sitzen.

G ü m ü r.

Nr. K₂₄. Opalisierter Hornblendeandesit.

Ein dichtes gelblich-weißes Gestein mit einem ebenen glänzenden Bruch. U. d. M. Struktur amorph, reliktporphyrisch. Der größte Teil des Gesichtsfeldes besteht aus Opal, in dem Prismen und rhombische Durchschnitte von einer trüben Hornblende zerstreut sind.

Nr. K₅₁. Opalisierter Hornblendeandesit mit Schwefel.

U. d. M. Struktur amorph. Die größte Masse des Gesteins besteht aus einer amorphen Kieselerde, außerdem Einsprenglinge von Hornblende und Plagioklas. Das Gestein ist mit kleinen fadenförmigen Äderchen von Schwefel und auch einem näher nicht zu bestimmendem Mineral (Zeolithe? Chalcodon?) durchsetzt.

Nr. K. Zeolith-Schwefel-Gestein, z. T. opalisiert (aus Andesit?, vgl. K₅₂).

Der Dünnschliff analog dem Nr. K₅₂. U. d. M. Struktur beinahe dicht, kristallin, stellenweise amorph. Besteht aus winzigen Körnern von kristallinem Schwefel mit weißen Zeolith punktchen.

Nr. K₅₂. Opalisiertes Tuff eines Hornblendeandesits mit Schwefel und bituminösen Substanzen.

Ein breccienartiges Gestein, aus zwei eckigen verwachsenen Bruchstücken bestehend: 1. ein schwarzes, stellenweise grauschwarzes, dichtes, glänzendes, hartes Gestein mit Anläufen von Schwefel und Schwefelkies und vielen Zeolith äderchen; 2. ein rosagraues, porphyrtartiges Gestein mit ebenem Bruch, mit Einsprenglingen von rosa Plagioklasen und wenigen Phenokristallen von Hornblende. U. d. M. Struktur amorph (reliktporphyrisch; stellenweise Fluidalstruktur); stark opalisiert. Die Zusammensetzung der eckigen Bruchstücke, in die die Stufe zerfällt, unterscheidet sich im schwarzen Teil durch die Anwesenheit der bituminösen Substanzen. Die Zeolithe deuten auf thermale Entstehung des Schwefels hin. Es ist auch nicht ausgeschlossen, daß der Schwefel infolge Reduktion von Schwefelkies durch bituminöse Substanzen entstanden ist. Obgleich das Gestein stark metamorphosiert ist, ist der eruptive Ursprung seines Hauptmaterials zweifellos.

Nr. K₂₅. Oligophyrischer Biotit-Trachyt mit Quarz.

Ein sehr feinkörniges, beinahe dichtes hellrosa Gestein mit deutlicher Menge von braunen und braunroten Eisenoxyden, in Form von Pünktchen. U. d. M. Struktur hypokristallin-porphyrisch, oligophyr. Die Hauptmasse besteht aus Sanidin, Glas und wenigen Quarz körnern. Die Einsprenglinge bestehen aus Andesin. Stark zonal (Nr. 33 und 37—25) und Biotit.

Nr. K₂₁. Diopsid-Biotit-Quarzandesit.

Ein blaugraues porphyrtartiges Gestein mit vielen Einsprenglingen von gelblichweißen Feldspäten und kleineren Phenokristallen von Biotit.

U. d. M. Struktur hypokristallin-porphyrisch. Die Grundmasse besteht aus kleinen Körnchen von Quarz und Andesin (Nr. 40 und 42) und kleiner Glas menge. Die Einsprenglinge in verschiedener Größe sind durch Andesin, Biotit und kleinere Mengen von Diopsid und Magnetit vertreten. Die Andesinkörner immer mit zonarer Struktur. Diopsid $\angle N_g [001] = 44^\circ$; $2V = +55^\circ \pm 2^\circ$.

Nr. K₂₃. Diopsid-Biotit-Andesit mit Quarz.

Ein graues, porphyrtartiges Gestein mit beinahe dichter Grundmasse mit deutlichen Plagioklas- und Biotiteinsprenglingen. Die Grundmasse zur Hälfte aus Glas und dann aus Andesin (Nr. 45, Nr. 48) mit sehr kleinem primärem (?) Quarz bestehend. Die Einsprenglinge: Andesin (Nr. 43 und 44), weniger Biotit und Diopsid ($\angle N_g [001] = (43,5 + 44,5)/2 = 44^\circ$). Kleine, manchmal gut begrenzte Magnetitkörner.

Nr. 100. Pyroxenandesit.

Ein graublaues porphyrtartiges Gestein mit kleinen Pyritkörnern. U. d. M. Struktur hypokristallin-porphyrisch. Die Grundmasse nimmt ca. $\frac{2}{3}$ des ganzen

Gesteins ein und besteht in vorwiegender Menge aus nahe dem Labrador stehenden Andesin [Nr. 48 und 46: $BN_m = 39^\circ$, $BN_p = 75^\circ$, $2V = 78^\circ +$, Naht (001) und $MN_g = 28^\circ$, Naht $N = (010)$ resp.] mit deutlicher Menge von Glas, Magnetit und rötlichen Eisenoxiden. Die Einsprenglinge, hauptsächlich: schmutzighelle und dunkelbraune Pseudomorphosen und Andesine (Nr. 39 und 42: $BN_m = 40,5^\circ$, $BN_g = 68^\circ$, $2V = 90^\circ \pm$, [001] und $BN_g = 26^\circ$, $BN_p = 87,5^\circ$, $\perp (010)$ — resp.). Die pseudomorphosierten Phenokristalle scheinen einem monoklinen Pyroxen zuzugehören. Die SiO_2 -Menge = 59,78 % entspricht einem normalen Andesit.

Nr. A₁. Hypersthen-Diopsid-Andesit mit Biotit und Hornblende.

Ein feinkörniges schmutziggraulichbraunes porphyrtartiges Gestein mit einer großen Menge von Plagioklas einsprenglingen. U. d. M. Struktur hypokristallin-porphyrisch; die Grundmasse besteht aus unregelmäßigen Körnern von nahe dem Labrador stehendem Andesin (Nr. 44) und in derselben Menge auftretendem schmutzigbraunem Glas; wenig Magnetitkörner. Die Phenokristalle sind durch Labrador (Nr. 52 und 57: $BN_g = 32^\circ$, $BN_p = 78^\circ$, $2V = 78^\circ +$ und $82^\circ +$, $\perp (C10)$ und $BN_g = 35,5^\circ$, $BN_p = 70,5^\circ$, $2V = 73^\circ +$ und $75^\circ +$, $\perp (010)$ vertreten und viel weniger von Diopsid, Magnetit und Hypersthen. Im Labrador kommen stellenweise Einschlüsse von Diopsid ($\angle N_g [001] = 41^\circ$ und 42° , $2V = + 54^\circ$) vor. Hypersthen deutlich pleochroitisch: $N_p = \text{rot}$, $N_m = \text{orange}$, $N_g = \text{grün}$, Doppelbrechung nahe dem Diopsid ($\angle N_g [001] = 0^\circ$, $2V = 70^\circ -$ und $69^\circ -$).

Nr. K₂₂. Diopsid-Hypersthen-Andesit.

Ein dunkelbraunes porphyrtartiges Gestein mit Plagioklas- und Pyroxen-Einsprenglingen. Die Grundmasse beinahe dicht. U. d. M. Struktur hyalopilitisch (andesitisch). Teilweise deutliche Fluidaltextrur. Die Grundmasse besteht beinahe aus gleichen Mengen von Labradorleistchen (Nr. 62), dunkelgrauem Glas und schwarzen Pünktchen von Magnetit. Die Einsprenglinge bestehen hauptsächlich aus Labrador (Nr. 64, 64, 64—53), frisch, manchmal mit durchsichtigem Glas gefüllt. Die Pyroxene (Diopsid und Hypersthen) nehmen ca. $\frac{1}{8}$ Teil aller Einsprenglinge ein. Hypersthen ($\angle N_g [001] = 0^\circ$, $\angle N_g (110) = 87^\circ$, $2V = -75,5^\circ \pm 1,5^\circ$), deutlich pleochroitisch: $N_p = \text{rot}$, $N_m = \text{gelblichrötlich}$, $N_g = \text{grünlich}$. Diopsid ($\angle N_g [001] = 37,5^\circ$, $2V = + 56^\circ$), auch deutlich pleochroitisch: N_g und $N_p = \text{grünlich}$, $N_m = \text{gelblich}$. Das Gestein enthält 57,22 % SiO_2 und steht den Basalten näher als Nr. 100.

Nr. 102. Glasiger Augit-Hypersthen-Andesit.

Ein dichtes schwarzes Gestein mit glattem Bruch, mit deutlichen kleinen Plagioklas einsprenglingen. U. d. M. Struktur hyalopilitisch, nahezu vitrophyrisch. Die Grundmasse hauptsächlich aus Glas und Labrador-Bytownit-Leistchen bestehend; deutliche Menge von Magnetitkörnern. Die Phenokristalle sind durch Labrador-Bytownit, weniger Pyroxen vertreten, wobei Diopsid etwas mehr als Hypersthen. Diopsid grünlich ($\angle N_g [001] = 39^\circ$, $2V = \pm 54^\circ$;

$\angle N_g [001] = (41,5 + 41,5)/2 = 41,5^\circ$; $\angle (001) = 86^\circ$, $2V = + 52^\circ \pm 2$). Hypersthen schwach pleochroitisch ($\angle N_g [001] = 0^\circ$, $2V = - 78^\circ$, $- 78^\circ$, $- 74^\circ$). Das Gestein enthält 56,66 SiO_2 , gehört also zu dem Basaltzweig der Andesit-Familie.

Nr. A bis. Augit-Hypersthen-Andesit (Basalt-Andesit-Alboranit).

Ein schwarzes, beinahe dichtes, porphyartiges Gestein mit Phenokristallen von Plagioklas. U. d. M. Struktur hyalopilitisch, sich zu pilotaxitisch nähernd. Die Grundmasse hauptsächlich aus dünnen Labradorleistchen (Nr. 65) bestehend, mit deutlicher Menge von Magnetit, wenig dunklem undurchsichtigem Glas. Die Phenokristalle hauptsächlich Labrador, nahe an Bytownit, dann Einsprenglinge von Augit, Hypersthen und Titanmagnetit, Augit graulichbraun, beinahe farblos ($\angle N_g [001] = 48,5^\circ$, $2V = 56^\circ +$), Hypersthen schwach pleochroitisch, anscheinend arm an FeO, mit einem großen Achsenwinkel $2V = - 76^\circ \pm 2^\circ$. Das Gestein enthält 55,29 SiO_2 und stellt einen typischen Basalt-Andesit oder nach BECKE einen Alboranit dar.

Nr. 114. Olivin-Basalt.

Ein sehr feinkörniges, graulichschwarzes porphyartiges Gestein mit deutlichen Phenokristallen von Plagioklas und Augit. U. d. M. Struktur hypokristallin-porphyrisch, intersertal. Stellenweise Fluidaltexur.

Die Grundmasse, mit deutlicher Menge von Glas, besteht hauptsächlich aus Labrador (Nr. 66), dann Augit und selten Olivin. Viele kleine Magnetitkörner. Die Phenokristalle hauptsächlich durch Augit, weniger Labrador (Nr. 71, Nr. 65 für einen Mikroinsprengling) und Olivin vertreten. Augit ($\angle N_g [001] = 47^\circ$, $2V = 59^\circ +$, $54^\circ +$, $60^\circ +$) gelblich, grünlich und bräunlich, kaum pleochroitisch, nicht selten zonal. Olivin ($N_g - N_p$ nach Labrador = 29, $2V = - 87^\circ$).

Verf. deutet darauf hin, daß die Gegend Gümür ein großes Interesse in petrologischer Hinsicht bietet, da wir hier eine beinahe kontinuierliche Gesteinsreihe vom Oligophyr-Trachyt, mit Quarz anfangend, bis zum Olivin-Basalt finden. Besonders reich ist die Gruppe der Gesteine der Andesit-Familie vertreten. In dieser Gegend finden wir beinahe alle Typen der kaukasischen Laven, die von A. DANNENBERG festgestellt sind: Gruppe des Gr. Ararat, wo neben den reinen Pyroxen-Andesiten auch Hornblende-Andesite auftreten. Die Gruppe des Kl. Ararat ist durch reine Pyroxen-Andesite und große Menge der Bisilikate charakteristisch; Gruppe des Alagöz, eine mittlere zwischen den beiden, hauptsächlich mit graulichen Laven (vgl. Nr. K₂₁, K₂₃, A₁, 100) und schließlich die Gruppe der Pamback-Gebirge mit reinen quarzfreien Hornblende-Andesiten (opalisierte Gesteine Nr. K₂₄, K, K₅₁, K₅₂). Eine große Abteilung DANNENBERG's — „Masseneruptionen“ des Armenischen Hochlands — hat ihren Vertreter im Olivin-Basalt Nr. 114. Endlich kommt für Transkaukasien ein ziemlich seltenes Gestein — der Trachyt — auch zwischen den Gesteinen der Gegend Gümür vor.

Noraschen.

Nr. A. Das Gestein durchsetzt die Devonkalksteine. Olivinfreier Basalt mit Quarz.

U. d. M. Struktur ophitisch, stellenweise hat der Augit gerundete Abgrenzungen wie in Doleriten. Das Gestein besteht aus Labrador (Nr. 57), basaltischem Augit, dann Titaneisen, Körnern von primärem Quarz und deutlicher Menge von Biotit. Augit rötlichbraun mit Stich ins Violette, titanhaltig ($N_g [001] = 46,5^\circ$ und 51° , $2V = 52^\circ +$, $55^\circ +$ und $+49^\circ$). Schwacher Pleochroismus: N_m rötlichbraun mit Stich ins Violette, N_g grünlichbraun. Biotit rötlichbraun, pleochroitisch. Das Gestein soll der Struktur, dem Charakter der Plagioklase und dem Reichtum an farbigen Komponenten nach als Basalt bezeichnet werden.

Zum Schluß weist Verf. auf einen Parallelismus der beschriebenen Gesteine mit denen von BECKE, v. DERWIES, THOST und ERN beschriebenen hin. Ein charakteristisches Merkmal aller beschriebenen Laven ist die Anwesenheit von Apatit, der in den neovulkanischen Gesteinen bräunlich gefärbt und stellenweise pleochroitisch ist. Eine andere Beschaffenheit ist das öftere Auftreten von Titanit und im allgemeinen von Titanoxyden.

Die Gegend Pasmary ist durch typische Ganggesteine charakterisiert, unter denen neben den aplitischen und porphyrischen Varietäten auch Spessartit vorkommt.

Die sekundären Umwandlungen, die Propylitisierung, Verquarzung Opalisierung, Epidotisierung, Chloritisierung, Albitisierung und Pyritisierung der Gesteine sind ganz analog jenen von den erwähnten Autoren und besonders von ERN beschriebenen. Zu den sekundären epigenetischen Bildungen sind auch die beschriebenen Erzminerale zu rechnen, wie Hämatit von Pasmary, Pyrit, der nie als primärer Bestandteil des Gesteins konstatiert wurde. Wo der Pyrit neben dem Kupferkies auftritt, ist der letztere deutlich als späteres Produkt zu betrachten; er zementiert die Pyritkristalle. Die Vererzung ist also ein Prozeß der Metasomatose. Etwas abseits steht die Bildung des Kobaltkieses, der im sekundären Skarn auftritt und der Paragenese nach eine Analogie mit Daschkessan aufweist.

Die Messungen der Feldspäte (nach der Methode von E. FEDOROW) sind vom Verf. für jede beschriebene Gesteinsgruppe tabellarisch zusammengestellt und die Analyse dieser Messungen beabsichtigt Verf. an einem anderen Orte zu benutzen.

P. P. Sustschinsky.

Padalka, G.: Contactmetamorphic deposits of Samenbet in the Kirghiz steppes. (Istwestija Geol. Kom. 45. 1926. 651—677. 1 Tf. Russisch mit englischem Überblick.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1929. III. 549.

Tschirwinsky, P.: Petrographische Untersuchung eines Dolerits aus Achtala in Transkaukasien. (Cbl. Min. etc. 1929. A. 366—370.)

J. G. Kusnetzow: Materialien zur Petrographie vom Mugodschar-Gebirge (südl. Ural). (Mikroskopische Beschreibung der Gesteine von den Flüssen Kainda und Dschenischke.) (Bull. Com. Géol. 1926. Léningrad. 45. No. 9. 1037—1081.)

Diese Abhandlung teilt die Ergebnisse der mikroskopischen Bearbeitung der vom Geologen M. M. PRIGOROWSKY im Jahre 1912 im Mugodschar-Gebirge

gesammelten Gesteine mit: Biotit-Granite, biotithaltige Granito-Syenite, uralitisierte Quarz-Diorite, Pyroxen- und Uralit-Gabbros, Granat-Pyroxen-Malchit, Quarz-Porphyr, Quarz-Porphyr-Tuffe, quarzhaltige Trachyandesite, Albitophyre, Quarz-Porphyr, Plagioklas- und Augit-Porphyr, Augit-Porphyr-Tuffe, Diabas-Porphyr, normale Diabase und Olivin-Diabase und Spilite. Leider sind in den Tagebüchern von PRIGOROWSKY keine Angaben über die Lagerungsverhältnisse der Gesteine und deren Zusammenhang zu finden. Die früheren Literaturangaben erlauben, zu schließen, daß der Vulkanismus in dieser Gegend während der Carbonperiode eine große Rolle gespielt hat. Das Studium der magmatischen Gesteine zeigt, daß untermeerische Eruptionen gleichzeitig mit subaerischen stattgefunden haben. Es ist zu schließen, daß die orogenen und vulkanischen Erscheinungen hier innig verknüpft sind, und daß die Bildung der magmatischen Gesteine in dem Mugodschar-Gebirge, sowie im Ural, mit der hercynischen Faltung zusammenfällt.

P. P. Sutschinsky.

Tschirwinsky, P.: Hornblende-Banatit vom Flusse Tatarka, Gouv. Jenissey in Sibirien. (Cbl. Min. etc. 1929. A. 55—57.)

Paduroff, N.: Die kristallinen Schiefer des Irtysch-Gebirges. (Com. Géol., Matériaux pour la géol. générale et appliquée. 88. Léningrad 1929. 2 Taf. 1 Karte. 53 S. Deutsche Zusammenfassung.)

D. S. Beljankin: Materialien zur Beschreibung der Gesteine der Kalbin-Kette. (Bull. Com. Géol. Léningrad 1926. 45. No. 10. 1131—1165.)

Die Kalbin-Kette bildet das westliche Ende des russischen Altai, von diesem letzteren durch den Fluß Irtysch getrennt. Orographisch ist sie ziemlich kompliziert. Am Bau der Kette sind sedimentäre Bildungen des Carbons und Tertiärs und verschiedene Eruptiva beteiligt; die letzteren sind jünger als die Carbonsedimente und bewirken in ihnen Fleckschiefer- und Hornfelsbildung. Die paläozoischen Ablagerungen haben eine starke plikative Dislokation erduldet. Nach dieser Dislokationsperiode fand eine längere Erosionsperiode statt und das Land wurde zu einer Peneplain. Die Graniteruption scheint am Anfang der Erosionsperiode stattgefunden zu haben. Am Schluß der Erosionsperiode, wahrscheinlich am Ende des Mesozoicum, fanden in der Kalbin-Kette neue disjunktive orogene Bewegungen statt.

Die Abhandlung stellt die mikroskopische Beschreibung einer Gesteinsammlung dar, die im Jahre 1915 von Ing. A. A. STOJANOW in der Kalbin-Kette gesammelt wurde. Dieselbe stammt hauptsächlich vom oberen Teil des Beckens des Flusses Tschar, eines rechten Nebenflusses des Irtysch.

Es wurden vom Verf. 250 Dünnschliffe studiert und die untersuchten Gesteine zerteilen sich folgendermaßen: 1. Sandsteine, Konglomerate, Tonschiefer, tuffogene Bildungen. 2. Kieselschiefer, kieselige Hornfelse. 3. Serpentine. 4. Porphyrite, Diabase, Amygdalite. 5. Quarz-Porphyre und Keratophyre. 6. Gabbro-Diorit-Syenitserie. 7. Granite und Aplite. 8. Kontaktgesteine. 9. Kristalline Schiefer.

Im folgenden gibt Verf. für einige Dünnschliffe quantitative Bestimmungen der Bestandteile an.

P. P. Sutschinsky.

W. P. Nechoroschew: Über das Alter der metamorphen Gesteine der Kalbin-Kette. (Vestnik du Com. Géol. Léningrad 1927. 46. 5—9.)

Die Kalbin-Kette bildet die westliche Fortsetzung des Erz-Altai und ist von demselben durch das schmale tiefe Irtytsch-Tal getrennt. Sie wird ausschließlich von Carbonschichten gebildet, welche von verschiedenen Eruptivgesteinen durchbrochen sind. Verf. gibt eine Übersicht der früheren Untersuchungen, vergleicht dieselben mit seinen eigenen, zwar spärlichen Beobachtungen und kommt zu folgenden Schlußfolgerungen: 1. In der Kalbin-Kette längs des linken Irtytsch-Ufers zieht sich in der nordwestlichen Richtung ein Band von Graniten und metamorphen Schiefen, ca. 40 km breit. 2. Die metamorphen Schiefer des obenerwähnten Bandes, mannigfaltig der Zusammensetzung nach, sind sehr gleichförmig nach dem Grad der Metamorphosierung. 3. Die Metamorphose dieses Bandes kann nicht durch Kontaktmetamorphismus der Carbonablagerungen erklärt werden, da diese letzteren, gar nicht umgewandelt, inselförmig zwischen den metamorphen Gesteinen, sowie in der unmittelbaren Nähe der die metamorphen Gesteine injizierenden Granite auftreten. 4. Die Granite der Kalbin-Kette, stark gepreßt und geschiefert, sind nicht den postcarbonischen Graniten des benachbarten Erz-Altai, sondern den älteren, die metamorphe Masse derselben durchbrechenden Graniten analog. 5. Die postcarbonischen Granite des Erz-Altai bewirkten deutliche und stellenweise bedeutende Kontakthöfe in den Carbon-Devon-Schichten, lieferten aber keine Umwandlung derselben in metamorphe Schiefer, sondern nur Hornfelsbildung. 6. Die metamorphen Schiefer vom rechten Irtytsch-Ufer im Erz-Altai, die älter als Unterdevon sind, und, nach Analogie mit dem Berg-Altai, nicht jünger als Cambro-Silur zu vermuten sind, sind mit den metamorphen Schiefen des linken Irtytsch-Ufers der Kalbin-Kette identisch, und diese letzteren bilden deren natürliche Fortsetzung.

Daraus folgt, daß das Alter der metamorphen Schichten der Kalbin-Kette nicht carbonisch, sondern ein älteres, und, nach Analogie mit dem Berg-Altai, nicht jünger als cambrosilurisch ist. Damit sind auch die dieselbe durchbrechenden Granite der Kalbin-Kette älter als die Carbonablagerungen und nicht mit der herzynischen, sondern wahrscheinlich mit der kaledonischen Faltung verbunden.

P. P. Sustschinsky.

B. S. Kolenko: Petrographische Skizzen der Gesteine aus den Aufschlüssen der zirkumbaikalischen Eisenbahn zwischen den Stationen Baikal und Kultuk. II. Plagioklas-calcitischer Mikropegmatitoid. (Botschafter der Moskauer Bergakademie. 1. 1922. Nr. 2. Moskau 1923. 243—256. Mit 4 Fig.)

Es ist feinkörniges gebändertes Gabbro aus dem Kontakthof mit pyroxenführendem Kalkstein. Primäre Hauptbestandteile des Gesteins sind: Labrador-Bytownit, diallagähnlicher Pyroxen, Nebengemengteile: Ilmenit mit Sphen. Kontaktminerale: Sphen, Wollastonit, Skapolith, Grossular und

Calcit. Sekundäre: Calcit, sekundärer Feldspat, Sericit, Chlorit, Quarz. Alle diese Mineralien sind eingehend mikroskopisch charakterisiert. Besondere Achtung ist auf mikropegmatitische Verwachsung von Calcit (calcite vermiculée) mit Plagioklas gelegt und in Figuren veranschaulicht. Diese Bildungen können als Eutektgemische aufgefaßt werden, es ist aber noch andere Deutung möglich. Verf. hat beobachtet, daß sich manchmal Skapolith in Feldspat umwandelt und sich dabei wurmförmliche Gestalten von Calcit bilden: $Me = 2 (Ca_4Al_6Si_4O_{25}) = 8 CaO \cdot 6 Al_2O_3 \cdot 12 SiO_2$, $An = 3 (Ca_2Al_4Si_4O_{16}) = 6 CaO \cdot 6 Al_2O_3 \cdot 12 SiO_2$, also $2 Me = 3 An + 2 CaO$ und weiter $2 CaO + 2 CO_2 = 2 CaCO_3$.

Peter Tschirwinsky.

Deutsches Reich.

Schröder, Eckart: Über die Extrusion der Quarzporphyre vom Auerberg im Unterharz. (Sitz.-Ber. Pr. Geol. Landesanst. Heft 4. 1929. 13—24. 5 Abb.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1929. III. 688.

Voigt, E.: Die Ergebnisse einer neuen Tiefbohrung in Dessau.

Weigelt, Joh.: Die regional-geologische Bedeutung des Granitmassivs von Dessau.

Wolff, F. v.: Petrographische Untersuchung des Dessauer Granits. (Ber. d. Naturw. Ver. in Dessau. 1930. Heft 2.)

Tschirwinsky, Peter: Quantitative mineralogische und chemische Zusammensetzung des Nephelinites vom Löbauer Berg, Sachsen. (Cbl. Min. etc. 1929. A. 207—211.)

Donath, M.: Neuere Beobachtungen an den Basalten von Ostritz in Sachsen mit Einschlüssen fossiler Baumstämme. (Abh. d. Naturf. Ges. z. Görlitz. 30. 1929. Heft 3.)

W. Ahrens: Beiträge zur Kenntnis der Phonolithe und Trachyte im Laacher-See-Gebiet. (Chemie der Erde 5. (Festschrift LINCK.) 1930. 1—21. 8 Abb.)

„Bei Burgbrohl treten trachytoid-phonolithische Tuffe auf. Sie liegen außerhalb der Hauptverbreitung der Laacher Trachyttuffe, die etwas jünger sind. Sie sind ebenfalls alluvial und entstammen einem selbständigen Ausbruch in der Nähe von Burgbrohl“.

„Die in diesen Tuffen liegenden Leitauswürflinge (im wesentlichen trachytoide Phonolithe) gehören ihrer petrographischen Beschaffenheit nach (Fehlen von Leuzit, gelegentliches Auftreten von Hauyn) nicht zu den diluvialen Tuffen des westlichen Laacher-See-Gebietes, sondern sind an die alluvialen Laacher Trachyte anzuschließen. Auch in ihrem Chemismus schließen sie sich an die Laacher Trachyte und nicht an die Leuzitphonolithe des westlichen Laacher-See-Gebietes an.“ Das geht aus dem Vergleich der NIGGLI-Werte von 3 entsprechenden Analysen mit denen anderer Gesteine des Laacher-See-Gebiets hervor.

	1.	2.	3.	4.
SiO ₂	57,98	56,75	57,54	50,73
TiO ₂	0,23	1,37	0,38	Sp.
Al ₂ O ₃	20,16	15,62	19,87	22,36
Fe ₂ O ₃	1,03	3,98	2,99	2,51
FeO	1,12	0,41	0,44	1,41
MnO	0,12	0,27	0,17	Sp.
MgO	1,08	1,12	1,23	0,12
CaO	2,16	3,47	2,29	1,51
Na ₂ O	9,28	5,91	4,19	8,70
K ₂ O	5,02	6,57	5,81	10,00
H ₂ O + 110° . .	1,09	1,93	3,86 }	1,37
H ₂ O — 110° . .	0,68	1,27	1,28 }	
P ₂ O ₅	0,17	0,32	0,15	0,04
CO ₂	0,27	0,28	0,78	—
S	0,16	0,27	0,09	0,13
SO ₃	0,11	0,14	0,17	0,52
Cl.	0,07	0,33	0,24	0,36
F	—	Sp.	Sp.	—
Summe	100,73	100,01	100,78	99,76
d	2,502	2,485		2,546

1. Trachytoider Phonolith, Kahlenberg, oberhalb Bahnhof Burgbrohl. Analytiker: HELLMERS.
2. Tinguaitähnlicher Phonolith, Kahlenberg, oberhalb Bahnhof Burgbrohl. Analytiker: HELLMERS.
3. Bimsstein, Kahlenberg, oberhalb Bahnhof Burgbrohl. Analytiker: HELLMERS.
4. Noseanphonolith, Schellkopf bei Brenk. Analytiker: EYME.

„Im Diluvium erfolgte eine Differentiation in ein saureres und ein basischeres Teilmagma, die \pm gleichzeitig zur Eruption gelangten. Die so entstandenen Gesteine führen alle Leucit. Im Alluvium wurde nur saures Material gefördert; sämtliche Gesteine sind leucitfrei. Diese Beobachtung und die Tatsachen, daß die Trachyte und trachytoiden Phonolithe erst zum Ausbruch gelangten, als kein leucitführendes Gestein mehr entstand, und daß ferner die Ausbruchspunkte der alluvialen Gesteine außerhalb des Verbreitungsgebietes der leucitführenden Phonolithe liegen, weisen darauf hin, daß das Magma räumlich gesondert zur Kristallisation gelangte, daß es sich also um eine \pm selbständige Differentiation handelt.“ **Calsow.**

E. Lehmann: Der Basalt von Stöffel (Westerwald) und seine essexitisch-theralithische Differentiate. (Chemie der Erde. 5. [Festschrift LINCK]. 1930. 319—372. 16 Abb. 2 Taf.)

Der Darstellung der geologischen Verhältnisse des Stöffel folgt eine eingehende physiographische Beschreibung der untersuchten Gesteine und ihrer

Komponenten, die zahlreiche wichtige und interessante Einzelheiten enthält. Analysen wurden (durch J. HOLZNER) von 2 Basalten und 2 Essexitporphyren angefertigt:

	Basalt Nr. 123	Basalt Nr. 117	Essexitporphyr Nr. 114	Essexitporphyr Nr. 207
SiO ₂	45,68	44,58	45,03	45,99
TiO ₂	3,04	2,83	4,02	3,46
P ₂ O ₅	0,13	0,10	0,09	0,11
Al ₂ O ₃	13,86	12,52	16,91	17,25
Fe ₂ O ₃	3,97	5,50	3,59	3,29
FeO	6,97	6,78	6,00	5,99
MnO	0,15	0,17	0,16	0,14
MgO	11,48	12,12	6,14	3,67
CaO	9,18	8,46	9,50	8,07
Na ₂ O	2,33	2,99	2,96	3,24
K ₂ O	1,51	1,87	2,84	3,90
H ₂ O + 110°	1,71	1,93	2,39	3,88
H ₂ O — 110°	0,33	0,28	0,89	0,96
Summe:	100,34	100,13	100,52	99,95
	d = 2,977	d = 2,974	d = 2,834	d = 2,714

Der normative Mineralbestand wurde nach dem NIGGLI'schen Verfahren berechnet. Auf Grund planimetrischer und gravimetrischer Analysen wurde der effektive Mineralbestand (der Modus) der chemisch untersuchten Gesteine festgestellt (berechnet auf 100 % und wasserfreie Substanz):

	Basalt	Basalt	Essexitporphyr	Essexitporphyr
Apatit	0,3	0,2	0,2	0,2
Erz.	3,2	2,6	4,1	3,9
Olivin.	20,0	20,2	—	—
Serpentin	—	—	6,9	2,7
Biotit	—	—	0,8	0,8
Ägirin + Cossyrit	—	—	2,1	4,2
Augit	30,0	36,0	37,3	30,9
Plagioklas	35,8	23,0	18,9	23,5
Alkali- Feldspat	8,2	10,2	17,2	6,7
Nephelin	2,5	7,8	5,3	6,3
Zeolithe	—	—	7,2	20,8
Summe	100,0	100,0	100,0	100,0

Die speziellen und allgemeinen Ergebnisse der Untersuchung faßt Verf. wie folgt zusammen:

„1. Der Basalt des StöfFel besitzt tortonisches (jungmiocänes) Alter. Er gehört nach dem Mengenverhältnis seiner wesentlichen Mineralkomponenten (Olivin, Plagioklas, Augit) in die Gruppe der Essexitbasalte.

2. In diesem Essexitbasalt treten gangförmige, teils mittel- bis grobkörnige, teils grobporphyrische Gesteine auf, die in ihrer Gesamtheit als *Essexitporphyre* bezeichnet wurden.

3. Mineralbestand und Struktur der Essexitporphyre weisen auf starken Einfluß leichtflüchtiger Bestandteile. Die Mineralassoziation trägt im allgemeinen atlantischen Charakter. Spärlicher serpentinisierter Olivin, Titanaugit, Plagioklas vom mittleren Mischungsverhältnis $Ab_{40} An_{60}$ und Anorthoklas bilden Einsprenglinge. Der Anorthoklas besitzt z. T. Sanduhrstruktur. Die Grundmasse besteht aus Sanidin, Nephelin, Ägirinaugit, Ägirin, Cossyrit, barvekitischer Hornblende und Biotit; ihr Mineralbestand ist phonolithisch.

4. Der im Essexitporphyr noch vorhandene Olivin ist infolge von pneumatolytischen Einwirkungen fast vollkommen in verschiedene Serpentinvarietäten umgewandelt. Olivin und Serpentin haben zur Neubildung von brauner Hornblende und Biotit Anlaß gegeben.

5. Die Sanidinhüllen um Plagioklas und Anorthoklas sind meist aufgelöst in eigenartig strahlige Leistenbüschel. Die Abhängigkeit im Auftreten und in der Breite dieser Strahlenkorona von der Orientierung des Kernfeldspats läßt darauf schließen, daß die Wachstumsgeschwindigkeit $v[100] > v[001] > v[010]$ ist.

6. Nach ihrer chemischen Zusammensetzung entsprechen die Basalte einem essexitgabbroiden bis theralithgabbroiden Magma, das jedoch deutlichen jacupirangitischen Einschlag verrät. Der grobporphyrische Essexitporphyr gehört der essexitischen Magmengruppe an, der mittel- bis grobkörnige wurde in die theralithgabbroide Magmengruppe eingereiht, jedoch bekunden relativ hohe k -Werte beider eine deutliche Neigung zum somaitischen Magma.

7. Die Essexitporphyre sind Differentiate aus dem basaltischen Magma. Die Differentiationstendenz ist in ihren Grundzügen atlantisch mit schwach mediterranem Einschlag. Der in den benachbarten Vulkangebieten, dem Siebengebirge und dem Vogelsberg, stärker hervortretende Mischcharakter zwischen atlantischen und mediterranen Elementen kommt im Westerwald gleichfalls, jedoch allem Anschein nach nur schwach zur Geltung.

8. Die genetischen Beziehungen zwischen Essexitbasalt und Essexitporphyr am Stöffel beweisen, daß die Entstehung eines essexitischen und weiterhin eines phonolithischen (foyaitischen) Magmas, d. h. die Entstehung starker Alkaligesteine, aus einem basaltischen Magma in der Natur möglich ist. Diese Essexitporphyre stellen die Restschmelze des basaltischen Magmas dar, sie sind geradezu ein Idealbeispiel für ein durch Kristallisationsdifferentiation aus einem basaltischen Magma entstandenen Gestein.

9. Die Untersuchung, welcher Art die Veränderungen des basaltischen Magmas sein mußten, damit eine essexitische Restschmelze entstehen konnte, führte auf die Abspaltung von Magnetit, Olivin, Augit und Plagioklas vom Mischungsverhältnis $Ab_{35} An_{65}$ bis $Ab_{40} An_{60}$. Diese Komponenten entsprechen nicht nur hinsichtlich ihrer Art und Zusammensetzung (Mischungsverhältnis des Feldspats), sondern sogar in ihrem Mengenverhältnis weitgehend den wesentlichen Mineralkomponenten und deren Mengenverhältnis im Basalt.

Damit ist für die Beurteilung von Differentiationsvorgängen ein wesentliches Kriterium gewonnen.

10. Die Feststellung der effektiven Mineralassoziation, des Modus, ist für petrologische Untersuchungen von wesentlicher Bedeutung und sollte nach Möglichkeit bei neuen petrographischen Untersuchungen nicht unterbleiben. Der Integrationstisch der Firma E. Leitz in Wetzlar hat sich im Verein mit der Zentrifuge als ein überaus wertvolles Hilfsmittel hierbei erwiesen. Er vereinfacht die planimetrische Analyse und erhöht deren Genauigkeit ganz wesentlich.“

Calsow.

W. Schottler: Über einige in zersetzten Basalten des Vogelsbergs auftretende Neubildungen. (Vorläufige Mitteilung.) (Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. Geol. Landesanst. Darmstadt. 5. F. 11. 1929. 49—58.)

In Basaltzersatz vom Hessenbrücker Hammer bei Laubach wurde Pseudobrookit nachgewiesen. Ebenfalls fanden sich dort Pseudomorphosen eines Minerals, dessen chemische Zusammensetzung auf Kaolin deutet, dessen Brechungsindex aber 1,60—1,62 ist, nach Olivin. Südlich Bad Nauheim fanden sich im Zersetzungsprodukt eines Trapps Pseudomorphosen nach Magnet Eisen. Als Neubildung wurde Anorthoklas gefunden in Basaltzersatz vom Hessenbrücker Hammer und in Zersetzungsprodukten des Trapps des unteren Maintals.

Flörke.

W. Flörke: Ein neues Phonolithvorkommen im Vogelsberg. (Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. geol. Landesanst. Darmstadt. 5. F. 11. 1929. 117—120.)

Das Gestein wurde in der Nähe der Herchenhainer Höhe gefunden. Die Einsprenglinge sind: Orthoklas in Verwachsung mit Anorthoklas, selten Plagioklas, Augit und Erz. Die fluidal struierte Grundmasse enthält Orthoklas, Anorthoklas, wenig Plagioklas, Augit, Erz, Glas und Nephelin. Daneben kommt Titanit und Apatit vor. Alkali-Augit konnte nicht nachgewiesen werden. Chem. Zus.: SiO_2 59,78; TiO_2 0,62; Al_2O_3 19,65; Fe_2O_3 1,57; FeO 1,15; MnO 0,07; CaO 1,76; MgO 1,09; Na_2O 5,33; K_2O 6,21; P_2O_5 0,31; H_2O 2,67; Summe: 100,11. Spez. Gew. 2,604.

Flörke.

F. Heide: Beiträge zur Mineralogie und Petrographie der Rhön. 2. Der Phonolith von Unter-Rupsroth bei der Milseburg. (Chemie der Erde. 5. [Festschrift LINCK.] 1930. 396—411. 1 Taf.)

Der unveränderte frische Phonolith des durch Steinbruchbetrieb gut aufgeschlossenen Vorkommens, das durch das Auftreten von Montmorillonit bekannt ist, zeigt neben der grobsäuligen Absonderung noch eine zweite, sehr ausgeprägte Teilbarkeit parallel den senkrecht zur Flußrichtung orientierten (010)-ebenen der Feldspateinsprenglinge. Diese bestehen vorwiegend aus chemisch verschieden zusammengesetzten Sanidinen, seltener aus Anorthoklasen mit Sanidinhüllen. Eine Verwachsung zweier Sanidine ergab für das eine Individuum eine Auslöschungsschiefe $\alpha : \alpha = 15,6^\circ$ (Na) im

stumpfen Winkel β , für das andere Individuum $3,0^\circ$. Sie ist sehr wahrscheinlich als Karlsbader Zwilling zweier chemisch verschiedener Sanidine zu deuten. Beginnende perthitische Zersetzung ist zu beobachten; in den äußeren Partien auch Einschlüsse eines sodalithartigen Minerals. Die Grundmassfeldspäte sind ebenfalls Sanidine. Die Anorthoklase zeigen feine, deutliche Zwillingstreifung nach (010) und [010]. Nephelin, meist in Analcim umgewandelt, tritt in wechselnden Mengen idiomorph begrenzt in der Grundmasse auf, außerdem noch in Zwickeln zwischen den Feldspatleisten. Hauyn-Nosean bildet seltene, zersetzte Einsprenglinge oder klare Kriställchen mit einschlußreichem Kern in der Grundmasse. Das Gestein ist entweder nephelinreich und hauynarm oder nephelinarm und hauynreich oder überhaupt arm an Feldspatvertretern. Pyroxen der Augit-Ägirinreihe kommt in der Grundmasse in zwei Generationen vor und ist stark zonar gebaut. Magnetit (oft als Mittelpunkt der „Pyroxenigel“), Titanit, Apatit und Cossyrit oder Rhönit bilden die übrigen Bestandteile. Mikroskopisch sichtbare, bräunliche Schlieren zeigen vielleicht eine Durchtränkung der Grundmasse mit wenig Glas an. Struktur holo- bzw. hypokristallin-porphyrisch mit trachytoider Grundmasse. Die Makrotextur wird von der erwähnten Parallelstellung der Einsprenglinge beherrscht, während die fluidale Anordnung der Grundmassfeldspäte in senkrecht zu der Teilbarkeit orientierten Schlifflinien beobachtet wird. Dünne Äderchen mit Nephelin, Ägirin, Titanit, Apatit, Analcim, Natrolith und Calcit kennzeichnen eine pegmatitisch-pneumatolytische Bildungsphase. Die Phonolithsäulen zeigen gebleichte, bräunlichweiße Verwitterungsrinden von Zentimeterdicke, unter denen eine gegen den frischen Phonolith scharf abgesetzte graubraune, harzglänzende Rinde folgt. Mikroskopisch unterscheiden sich die Rinden nicht sehr voneinander, was auch aus der chemischen Analyse hervorgeht.

	1.	2.	3.
SiO ₂	60,34	59,70	58,28
Al ₂ O ₃	16,22	20,10	20,15
Fe ₂ O ₃	5,41	2,49	2,07
FeO	1,62	1,20	1,02
MnO	0,47	Sp.	Sp.
CaO	3,09	2,93	3,05
MgO	0,18	0,94	1,12
K ₂ O	5,15	5,54	5,43
Na ₂ O	4,76	4,21	4,56
H ₂ O	0,35	0,48	1,75
H ₂ O +	2,33	2,27	2,51
Summe	99,92	99,86	99,94

1. unveränderter Phonolith; 2. braune Rinde des Phonoliths; 3. weiße Rinde des Phonoliths. Die Rinden verdanken ihre Entstehung wahrscheinlich nicht atmosphärischen Einflüssen, sondern hydrothormaler Zersetzung.

Eine blasige Abart des Phonoliths enthält Sanidinknollen, die oft löcherig sind und dann Montmorillonit, Zeolithe und Ägirin führen. Die Blasenräume

selbst sind meist mit Montmorillonit oder Analcim gefüllt, seltener finden sich in ihnen Kalkspat, Natrolith und Chabasit. Die Augite der Blasenwandungen sind, wie auch die Augite der pneumatolytischen Äderchen des normalen Gesteins, in den natronreichen Restlösungen als Ägirine weitergewachsen.

In einer brecciösen Varietät sind die unveränderten Phonolithbruchstücke durch ein Zement von gutkristallisiertem Chabasit verbunden. Eine dunkelviolettrote Abart (arm an farbigen Gemengteilen) zeigt ein Netzwerk von weißlichen Adern und erinnert an Sonnenbrennerbasalte; an dem wenig festen Gestein konnten jedoch die typischen Zerfallserscheinungen nicht festgestellt werden.

Phonolithapophysen in der Schlotbreccie sind trachytisch mit sehr kleinem Gehalt an Feldspatvertretermineralien; andere Apophysen sind wieder von anderer Art. Die Armut an Feldspatoiden ist vielleicht durch Kieselsäureaufnahme am Buntsandsteinkontakt zu deuten.

Die Differentiation, die auf kleinem Raum zu recht verschiedenartigen, teils nephelinreichen, teils hauynreichen Typen geführt hat, ist durch die verschieden intensive Einwirkung leichtflüchtiger Bestandteile bedingt.

Calsow.

L. Rüger: Über Blastomylonite im Grundgebirge des Odenwaldes. (Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. Geol. Landesanst. Darmstadt. 5. F. 10. 1928. 219—231.)

Es wurde eine Reihe von Myloniten des kristallinen Odenwaldes untersucht. Ein Teil davon muß als Blastomylonite angesprochen werden. Besonders im Melibokus-Gebiet zeigen viele dieser Blastomylonite rheinisches Streichen. Daraus wird geschlossen, daß die rheinische Richtung bereits prätriadisch eine Rolle spielte, und daß das Grabengebiet des Oberrheintals bereits in der frühesten tektonischen Geschichte des kristallinen Odenwaldes eine tektonische Zone darstellte. Weiter wird gezeigt, daß sich im Schlibbild prä- und posttriadische Deformationen unterscheiden lassen.

Flörke.

Otto Diehl: Über einen Basaltdurchbruch südwestlich Messel unweit Darmstadt. (Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. Geol. Landesanst. Darmstadt. 5. F. 10. 1928. 49—53.)

Es wird ein Durchbruch, der im Rotliegenden steckt, beschrieben. Das Gestein ist ein Leucitbasalt, dessen Grundmasse aus Augit, Leucit und etwas Glas besteht. Porphyrisch liegen darin Olivine. Das Erz ist Magneteisen. In der Nähe des Kontakts tritt im Basalt Perowskit auf, woraus geschlossen wird, daß der Basalt dort Kalk aufgenommen hat. Der Basalt wird zumal in den Randzonen von kalkig-tonigen Adern durchzogen. Das umgebende Sediment enthält ebenfalls solche Kalkadern. Die Kalkmassen sollen tertiären kalkigen Sedimenten entstammen, die die rotliegenden Gesteine noch bei Ausbruch des Basaltes überlagerten, heute aber zerstört sind. Das Alter des Basaltes wird für obermiocän gehalten.

Flörke.

G. Klemm: Über einen gemischten Augitminette-Kersantit-Gang an der Steinmauer bei Heppenheim a. d. B. (Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. Geol. Landesanst. Darmstadt. 5. F. 11. 1929. 7—24.)

Beschrieben wird ein Gang, der im Hornblendegranit aufsetzt. Zunächst wurde die aufgerissene Spalte von Minette ausgefüllt. Nach Erkaltung der Minette riß die Spalte nochmals auf und Kersantit stieg auf. Die Minette weist nach der Ausscheidungsfolge an Gemengteilen auf: Eisenerz, Apatit, Olivin, Augit, Titanit, Biotit und Feldspat. Chlorit, Kaolin und Kalkspat treten als Zersetzungsprodukte auf. Gegen den Granitkontakt hin nimmt die Korngröße ab. Eine scharfe Grenze gegen den Granit fehlt aber. Vielmehr zeigt der Granit am Kontakt eine Zerspritzungszone mit Minette-trümchen. Der Kersantit bildet die Hauptmasse des 12—14 m mächtigen Ganges. An ihm sind vier durch allmähliche Übergänge verknüpfte Ausbildungsformen zu unterscheiden. 1. Das sowohl gegen Minette als auch Granit völlig dichte Salband. 2. An 1 anschließend eine blasenreiche Zone und 3. das Ganginnere. In dieses ist 4. eine saure Schmelze eingedrungen, die den Kersantit z. T. stark aufschmolz, so daß sich eine brecciöse Struktur entwickelte. Diese 4. Ausbildungsform wird als rötlicher Kersantit beschrieben. Er unterscheidet sich von dem grauen Hauptgestein durch seine Armut an dunklen Gemengteilen. Die Bestandteile des Hauptgesteins sind: Plagioklas (Andesin und Labrador), Augit, Apatit, Tremolit (?), Biotit, Hornblende, Magneteisen, Eisenkies, Titanit, Zirkon.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.
SiO ₂	44,49	49,46	51,44	54,05	55,02	57,11
TiO ₂	1,55	1,47	0,13	1,13	0,99	1,18
Al ₂ O ₃	14,23	16,15	14,78	16,64	15,78	16,35
Fe ₂ O ₃	3,26	4,59	7,04	3,46	2,15	2,96
FeO	6,30	6,66	3,36	4,78	4,67	3,05
MnO	0,35	0,00	0,14	—	—	0,32
MgO	10,85	7,51	7,42	5,25	6,33	4,01
CaO	8,88	7,38	6,89	5,87	5,68	4,23
Na ₂ O	2,41	2,28	2,78	4,14	3,43	4,46
K ₂ O	4,16	1,53	1,65	2,93	4,42	3,67
P ₂ O ₅	0,68	0,09	0,30	0,18	0,21	0,29
SO ₃	—	Spur	—	0,09	0,38	—
CO ₂	0,55	0,52	0,31	0,21	0,46	0,27
H ₂ O über 110°	1,19	2,07	2,25	1,23	0,95	1,15
H ₂ O unter 110°	0,16	0,09	—	0,20	0,10	0,17
Summe	99,55	100,02	99,59	100,16	100,57	99,71

1. Augit-Minette. 2.—6. Kersantit: 2. Ganginneres dunkelgrau, feinkörnig; 3. rötlicher Kersantit aus dem Ganginnern; 4. Salband; 5. rötliche Schlieren des Ganginnern. **Filrke.**

G. Klemm: Über die Diabase (sog. Gabbros) der Böllsteiner Höhe und ihre Beziehungen zu schiefrigen,

z. T. geröllführenden Amphiboliten. (Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. Geol. Landesanst. Darmstadt. 5. F. 11. 1929. 25—29.)

Die sog. Gabbros der Böllsteiner Höhe wurden als Diabasschollen erkannt, die im variszischen Flasergranit schwimmen. Diese Gabbros enthalten Graniteinschlüsse, die von CHELIUS als Gänge beschrieben worden waren. Diese Graniteinschlüsse entstammen prävariszischen Granitmassen. Daß solche Granite angenommen werden dürfen, ergibt sich daraus, daß in benachbarten Amphiboliten Granitgerölle nachgewiesen werden konnten.

Flörke.

G. Klemm: Chemische Analysen permischer und postpermischer Gesteine des Odenwaldes. (Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. Geol. Landesanst. Darmstadt. 5. F. 11. 1929. 30—48.)

Es werden Analysen aufgegeben von: Quarzporphyr (8), Melaphyr (1), Tuff (3), Rotliegendletten (1), Bindemittel der Breccie des Rotliegenden (1), Zechsteindolomit (7), Buntsandstein (17), Muschelkalk (10), Basalten und anderen jüngeren Eruptiven (56), isolierten Gemengteilen aus Basalten usw. des Katzenbuckels (10), eocäner Faulschlamm-schiefer von Messel (1), Septarienton (1), verkieselten Schwespatgängen (2), Manganerzen (20), diluvialen und alluvialen Ablagerungen (29).

Flörke.

Bilharz, A.: Die Vorkommen des Michelbacher Porphyrs bei Baden-Baden. (Badische Geol. Abhandl. Jahrg. 1. Heft 1.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1930. III. Heft 2. 170

—: Der Badener Granit. (Badische Geol. Abhandl. Jahrg. 1. Heft 1.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1930. III. Heft 2. 170.

W. Deecke: Der Basalt von Mahlberg bei Orschweier (Breisgau). (Jahresber. u. Mitt. Oberrhein. geol. Ver. N. F. 19. 1930. 1—6.)

Der Hügel des Schlosses Mahlberg enthält einen Basaltkern, der in Form dicker Säulen im Schloßkeller noch zu sehen ist. Es handelt sich um einen Nephelinbasalt mit limburgitischer Randfazies. Im Schliff zeigt sich eine deutliche porphyrische Struktur durch zahlreiche, meist sehr frische idiomorphe Olivinkristalle und etwas weniger reichliche grünliche Augite, welche beide in einer sehr feinen dunkleren Grundmasse liegen. Der Augit hat schwachen Pleochroismus und 42—47° Auslöschungsschiefe. Magnetitoktaeder sind häufig eingestreut. Die Grundmasse ist ein Filz von kleinen Augitsäulen, viel Magnetitkörnern, verkittet durch eine helle, schwach licht- und doppelbrechende Substanz. Stücke aus dem Kern zeigten in der Grundmasse vier- und sechsseitige Querschnitte von Nephelin.

Neben der Analyse des Basalts von Mahlberg (A), welche PH. PLATZ schon anführt, gibt Verf. noch eine Analyse eines Nephelinbasalts vom Feuerberg bei Hohenfels in der Eifel (B) und die eines Limburgits von der Limburg im Kaiserstuhl (C).

	A.	B.	C.
SiO ₂	40,045	38,88	41,47
TiO ₂	—	2,89	2,84
Al ₂ O ₃	10,370	11,34	11,91
Fe ₂ O ₃	11,051	10,28	10,99
FeO	5,589	2,34	4,04
CaO	15,161	15,13	13,87
MgO	10,813	10,00	6,56
Na ₂ O	3,690	2,72	3,07
K ₂ O	1,071	2,58	1,58
H ₂ O	2,421	2,36	1,95
P ₂ O ₅	0,885	1,05	0,57
MnO	Spur	—	—
Summe	101,096	99,82	100,24

Der hohe Gehalt an FeO ist auf den Magnetitgehalt zurückzuführen. Die Dichte des Mahlbergbasalts ist sehr hoch, nämlich 3,42.

Der Basalt sitzt auf einer der Rheintalspalten, möglicherweise auf der inneren bedeutenden, welche man als gerade Linie vom Kaiserstuhl in NNO-Richtung bis zum Katzenbuckel durchziehen kann. Der Basalt gehört in den Kreis der olivinführenden Gesteine, die das olivinarme Eruptivzentrum des Kaiserstuhls ringförmig umgeben. (Limburg, Litzelberg, Mahlberg, Lehener Berg, Schloßberg bei Freiburg, Schönberg.) Im Innern stecken der Essexitlakkolith und die Phonolithe als saure letzte Spaltungsprodukte.

Verf. weist noch auf die von W. SPITZ gemachte Beobachtung im oberen Steinbruch des Hauptooliths von Herbolzheim hin, wo tief im Kalk eine Lehmmasse als verwitterter Basaltuff mit kleinen Bomben erkannt wurde. Das Vorkommen kann ein selbständiger Durchbruch sein, wie solche ja auf der Linie Maleck bis Sölden eine ganze Kette von Explosionsschlöten mit basaltischen Tuffen bilden, oder es kann sich um einen Tuff der Mahlberg-Eruption handeln. Doch spricht die Lage der Kluft dicht an der Rheintalspalte mehr für die Röhrennatur des Vorkommens. **M. Henglein.**

Eckart Schröder: Über Aufbau und Alter des Blauenmassivs im südlichen Schwarzwald. (Mitt. d. bad. geol. Landesanst. 11. 1929. Heft 2. 65—89. Mit 1 geol. Karte, 2 Taf. u. 5 Textabb.)

Es wird das südlichste Granitmassiv des Schwarzwaldes behandelt und es sind die Ergebnisse in einer farbigen geologischen Karte 1:25 000 dargestellt. Drei verschieden alte Granite, die schalenförmig übereinander liegen, bilden das Massiv. Der älteste Granit, der sog. Klemmbachgranit (äußere Schale), zeichnet sich durch eine mechanische Streckung und Umformung seines Gefüges aus. Der nächst jüngere, der Blaugranit (mittlere Schale), besitzt eine flächenhafte Paralleltexur, die er während der Erstarrung erhielt. Er ist ein Gneisgranit mit öfters syenitischem Charakter, gewissermaßen eine gepreßte basische Randfazies. Dem jüngsten Granit, dem Malsburger Granit im inneren Massivkern, fehlt jegliche Pressungs-

erscheinung und Fluidaltextur. Es ist ein richtungsloses, feinkörniges Gestein mit vielen pegmatitischen Drusen und häufig miarolithischer Textur.

Die angegebene Altersfolge wird durch die Beobachtung bestätigt, daß in den Culmkonglomeraten Badenweilers nur die beiden ältesten Granite als Gerölle auftreten; der Malsburger Granit fehlt, da er als innerer Kern des Massivs während der Bildungszeit der Konglomerate von den früheren Intrusionen noch überdeckt war.

Die Merkmale der inneren Tektonik, wie Klüfte, Gänge, Pressungserscheinungen, Paralleltexur, werden in einem besonderen Abschnitt behandelt und es wird versucht, die Verschiedenheit, die Stärke in der Ausbildung, bezw. das Fehlen der Merkmale als Kriterien der Altersunterschiede der drei Granite zu benutzen. Aus der räumlichen Anordnung ergeben sich zwei zeitlich und in ihrer Richtung verschiedene Streckphasen, durch die die beiden ersten Granite beansprucht wurden, während die Kernintrusion (Malsburger Granit) in einem vorgebildeten Sattelgewölbe stattfand.

Über das Alter der Granitintrusionen sagt SCHRÖDER aus: Der Klemmbachgranit intrudierte zu Beginn der bretonischen Faltung, der Blauengranit als direkter Nachfolger während dieser Phase, während der Malsburger Granit obercarbonisches Alter hat und in der sudetischen Phase aufstieg.

Die Westflanke des kuppelförmig gebauten Massives wird durch einen rheinisch streichenden Graben gestört. Es ist der Marzeller Graben, dessen tektonische Einheit sich durch die „Fällung“ mit mittelrotliegendem Porphyrgibt. Der Graben ist wahrscheinlich tertiären Alters.

Die Analysen der drei Granite von HELLMERS ergeben:

	I.	II.	III.
SiO ₂	72,76	68,94	68,74
TiO ₂	0,42	0,86	0,78
Al ₂ O ₃	14,59	14,49	14,04
Fe ₂ O ₃	0,51	0,88	1,04
FeO	0,84	1,72	2,33
MnO	Spur	0,05	0,06
MgO	2,17	0,71	0,98
CaO	0,83	1,50	2,09
K ₂ O	3,71	5,72	5,71
Na ₂ O	3,07	3,12	3,27
H ₂ O bis 110° . .	0,23	0,37	0,22
H ₂ O über 110° . .	0,49	0,68	0,44
S	0,16	0,20	0,09
SO ₃	0,04	0,09	—
P ₂ O ₅	0,16	0,37	0,56
Summe	99,98	99,70	100,35

I. Klemmbachgranit.

II. Blauengranit.

III. Malsburger Granit.

M. Pfannenstiel.

Karl Chudoba: Der Phonolith von Oberschaffhausen und seine Einschlüsse. (Mitt. d. bad. geol. Landesanst. 11. 1929. Heft 1. 1—55. Mit 2 Taf. u. 1 Textabb.)

Der Wollastonitphonolith von Oberschaffhausen am Kaiserstuhl (von nachuntermitteloligocänem Alter) bietet durch zwei Vorgänge ganz eigenartige Verhältnisse. Der überaus hohe Kalkgehalt, der sich in der Wollastonit- und Melanitführung zeigt, wird auf Einschmelzung von Jurakalk zurückgeführt. Eine später folgende Zeolithisierung wandelte das Gestein derart um, daß kaum mehr primäre, unveränderte Gemengteile vorhanden sind. Die Zeolithisierung als Wirkung einer hydrothermalen Phase bildete den Wollastonit randlich in Pektolith um. Eine weitere Neubildung ist Zoisit, der fast stets von Augit und Melanit begleitet wird. Doch ist es fraglich, ob der Zoisit in Abhängigkeit von den zwei Mineralen gebildet wurde. Es ist unmöglich, aus dem heute vorliegenden Mineralbestand, dem sog. „Wollastonitphonolith“ Anhaltspunkte über die einstige chemische und petrographische Zusammensetzung zu gewinnen. Die Einschlüsse des Phonolithes werden ausführlich behandelt und nach ihrer Genese gegliedert. Es sind 1. magmatische Differentiationspunkte vorhanden, die sich aus Ägirinaugit, Melanit und Hauyn mit Apatit zusammensetzen. Außer dem Mineralbestand spricht für magmatische Ausscheidung die Struktur der Gemengteile, welche auf gleichzeitige Auskristallisation hinweist. Als scheinbar monominerale Ausscheidung wurden der „Schorlomit“, ein titanhaltiger Melanit, und Biotitputzen angesehen. Die Differentiation des Magmas läßt sich teilweise rekonstruieren: Zuerst schied sich Apatit, zweitens Biotit, dann Ägirinaugit, ferner xenomorpher Melanit, der durch Hornblende vertreten sein kann, und schließlich Hauyn aus. Die großen Wollastonitkristalle und deren Aggregate werden nicht als primäre Ausscheidungen betrachtet; sie sollen als Einschlüsse in einer späteren Förderung des Phonolithes noch oben gebracht worden sein. Die zweite Gruppe der Einschlüsse sind Tiefensteine und werden durch ihre Mineralführung als solche charakterisiert. Es sind Nephelinsyenite, welche einen häufigen Wechsel von basischen und aplitischen Partien zeigen. Eine Unterabteilung dieser Gruppe sind die parallel strukturierten Nephelinsyenite, die seit rund 100 Jahren als „Gneise“ und „gneisähnliche Einschlüsse“ bekannt sind.

Mit dem Muttergestein, dem Phonolith, wurden auch alle Einschlüsse in der hydrothermalen Phase umgeändert und mit Neubildungen versehen. Epidot, Zoisit, Granat, Alkalihornblende und Wollastonit-Pektolith sind außer den Zeolithen die wichtigsten Mineralneubildungen. **Max Pfannenstiel.**

K. Holler: Zeolith in Eruptivgesteinen. (Zs. prakt. Geol. 38. 1930. 17—20.)

Weißgraue Partien in schwarzen Basalten erweisen sich nicht als flächenhafte, sondern als dreidimensionale, kugelhähnliche Gebilde, die ganz allmählich in den normalen, schwarzen Basalt übergehen. Die grauen Kugeln zeichnen sich von der umgebenden Substanz in erster Linie durch Anreicherung vorwiegend hellfarbiger Grundmasse und Fehlen größerer Einspreng-

linge aus. Die Grundmasse wird als ein helles Glas mit niedrigerem Brechungs-exponent als Kanadabalsam angesprochen. Plagioklase und Glas sind stark getrübt und zerrüttet. Schon im frischen Sonnenbrandbasalt ist die spätere Sonnenbrandstruktur vorhanden. Man findet nicht nur schlierige *Ansammlung* von hellfarbiger Grundmasse, sondern auch kleine Schnüre einer weißen, isotropen bis schwach anomal doppelbrechenden glasartigen Substanz, deren Brechung niedriger ist als Kanadabalsam, nur noch nicht getrübt und zer-setzt. Entlang solcher Schnüre bilden sich nachher kleinere Risse, die dem-nach sekundär sind. Bei der Verwitterung wird die glasige Substanz dadurch sichtbar, daß eine Art von *Entglasung* eintritt.

Verf. untersuchte Basalte auf Nephelin-Eläolithgehalt. Ein Eläolith wurde geschmolzen und rasch abgekühlt, so daß er glasig erstarrte. An der Grenze des Kristalls gegen die Glaszone ging die Doppelbrechung unmittelbar in Isotropie über. Es liegt die Vermutung nahe, daß manche als Nephelin-basalte angesprochene Basalte keinen Nephelin, sondern zeolithartige Be-standteile enthalten. Die chemische Untersuchung des grauen Flecken-materials zeigt, daß Alkalien, Tonerde und Wasser gegenüber dem normalen Basalt zugenommen haben; Fe_2O_3 , MgO , TiO_2 und SiO_2 haben abgenommen. Handelt es sich bei dieser Substanz um Zeolith, so muß die Entwässerungs-kurve Aufschluß geben. Sie zeigt von Basalt im mittleren Teil deutliche Knicke; für die Fleckensubstanz ist sie kontinuierlich. Durch Zentrifugieren mit CLERICI'Scher Lösung von $\delta = 2,45$ wurde zeolithisches Material aus einem Sonnenbrenner des Westerwaldes isoliert und analysiert: SiO_2 42,37, $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$ 17,01, MgO 6,62, CaO 8,85, K_2O 4,40, Na_2O 14,33, H_2O 5,83, Sa. 99,41.

Das Material ist demnach kein reiner Zeolith, kommt aber dem Typ eines Spreusteins sehr nahe. Die für Zeolithe charakteristische Austausch-reaktion, die darauf beruht, daß zeolithhaltiges Material an Kalklösungen Alkalien und umgekehrt an Alkalilösungen Kalk abgibt, ergab, daß wasser-freie Gläser ohne zeolithische Zersetzungsprodukte keine Austauschreaktion gaben. Es hat sich gezeigt im weiteren Verlauf der Untersuchung, daß die Austauschreaktion keineswegs auf Sonnenbrandbasalte beschränkt ist, son-dern daß sie auch in schwächerem Grade an den verschiedensten Gesteinen, besonders Pechsteinen, beobachtet werden kann. Es zeigt sich, daß nicht unerhebliche quantitative Unterschiede in der Austauschfähigkeit der Gesteine bestehen. So konnten aus 50 g eines Feldspatbasalts von Eiserfeld 0,0319 g CaO durch 10 %ige NaCl -Lösung freigemacht werden. Dagegen ergab ein sonnen-brandverdächtiger sog. Nephelinbasalt aus dem Westerwald 0,0559 CaO .

Der mechanische Zerfall der Sonnenbrenner muß auf die bei der Ent-glasung entstehenden Spannungen und ihre Auflösung zurückgeführt werden.

M. Henglein.

L a u b m a n n, H.: Über Mineralklüfte im Fichtelgebirge und Bayerischen Walde. (Cbl. Min. etc. 1929. A. 190—192.)

M ü l l b a u e r, F.: Mineralklüfte bei Passau in Bayern. (Cbl. Min. etc. 1929. A. 387—390.)

Ahrens, Wilhelm: Die Tuffe des Nördlinger Rieses und ihre Bedeutung für das Gesamtproblem. (Zs. d. Deutsch. Geol. Ges. 81. 1929. Heft 3/4. 94—99.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1929. III. 694.

Wilhelm Ahrens und Alfred Bentz: Der „Traß“ des Nördlinger Rieses im Vergleich mit den übrigen deutschen Traßvorkommen. (Zs. prakt. Geol. 37. 1929. 185—189.)

Während der Schlottraß nur geringe Ausdehnung hat, regellose oder schwach kalottenförmige Absonderung, grobbrecciöses Gefüge und am Nebengestein oft Kontakterscheinungen zeigt, bedeckt der Wannentraß ausgedehntere Flächen, zeigt säulig-plattige Absonderung, ziemlich homogenes Gefüge und Zurücktretten der großen Glasbomben und Blockeinschlüsse. Doch treffen diese Unterscheidungsmerkmale nicht immer zu; insbesondere kann die Absonderung leicht irre führen, da sie als reine Verwitterungsform auch bei echten Schlottrassen in Form von Bankung auftreten kann.

Bei der Aumühle bei Öttingen ist bisher allein ein deutlich geschichteter Traß gefunden worden, dessen Ablagerung sich in Wasser, vermutlich in einem kleinen See, vollzogen haben muß. Ein diskordantes Eindringen eines Schlottrasses hat stattgefunden. Im Brohltal liegt der Traß außerhalb der Ausbruchsstelle (Laacher See) und wäre ein Wannentraß. Das beste Gestein liegt im Brohl- und Nettetal unter dem Grundwasserspiegel, wo das meist kohlenäurereiche Wasser die aus fein zerspratztem Glas bestehenden Tuffe so weit verändert hat, daß sie die hydraulischen Eigenschaften annahmen. Der Ettringer Phonolithtuff liegt vollkommen außerhalb des Grundwassers und hat trotzdem ausgezeichnet hydraulische Eigenschaften.

Im Gegensatz zu dem rheinischen Traß gibt es im Ries neben Wannentrassen auch reine Schlotausfüllungen, die mehr oder weniger weit über die Durchbruchsröhre hinausgreifen können. Wurf-schlaeken, wie sie in den Riestufen so reichlich auftreten, sind in den rheinischen hydraulischen Tuffen unbekannt. Diese glasigen Massen sind so weich ausgeworfen worden, daß sie in der Luft ihre eigenartige Form annahmen, und waren auch beim Aufschlagen noch so plastisch, daß sie weitere Deformationen erfahren konnten.

Während ein großer Teil der Riestuffe nach den mikroskopischen Untersuchungen der Verbandsverhältnisse und auf Grund der Kontakterscheinungen heiß abgelagert wurde, ist der rheinische Traß, von den Vorkommen in der Nähe des Laacher Sees abgesehen, so kalt abgesetzt worden, daß keine Verschweißungen stattfinden konnten. Die ähnlichen hydraulischen Eigenschaften der verschiedenartig entstandenen Tuffe beruhen wohl darauf, daß die Veränderungen, die nach dem Absatz stattfanden, in gleicher Richtung wirkten. Denn die gemeinsame Zusammensetzung aus einem fein zerspratzten Gesteinsglas bot allen später auf das Gestein einwirkenden Kräften reichlich Angriffsmöglichkeit. Die Gesteinsgläser wurden mehr oder weniger weitgehend hydratisiert und so entstand die sog. „reaktionsfähige“ Kieselsäure (vielleicht bei manchen Vorkommen auch „reaktionsfähige“ Tonerde), auf der die hydraulischen Eigenschaften beruhen.

Die in beiden Vorkommen enthaltenen, verschiedenartigen Einschlüsse wurden bisher für die hydraulischen Eigenschaften als unwirksam angesehen. Doch sind die in manchen Riestuffen sehr reichlich enthaltenen Bomben von kristallinen Gesteinen des Untergrundes nicht hydraulisch unwirksam. Sie sind durch den Einfluß des Magmas in der Tiefe weitgehend verändert worden und bestehen jetzt z. T. aus einem, wenn auch vielfach nur schwach hydratisiertem Glas, so daß die hydraulischen Eigenschaften des Gesamtuffs dadurch nicht unwesentlich erhöht werden. Die einzelnen, schmalen, dunklen Streifen, die sich hindurchziehen, erweisen sich bei mikroskopischer Untersuchung als schwach gefärbtes Glas. **M. Henglein.**

Britische Inseln.

Mackie, W.: Dumortierite in British Rocks. (Trans. Edinburgh Geol. Soc. 11. 1925. 352.)

Ghosh, P. K.: On the Biotite-bearing greenstones and on a rhyolitic pumice in the metamorphic aureole of the Falmouth Granite. (Mineralogical Mag. 21. 1928. 436—439.)

Osmann, Ch. W.: The granites of the Scilly Isles and their relation to the Dartmoor granites. (Q. J. G. S. London. 84. 1928. 258—292. 4 Bildtaf. 1 Kartentaf. u. 6 Textabb.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1930. III. S. 181.

Rohleder, Herbert P. T.: Further Evidence for the Contemporaneous Age of the Mourne Granite and the Rhyolithes of Tardree in Northern Ireland. (Geol. Mag. 66. 1929. 553—556. Mit 1 Korrelationstabelle.)

S. H. Billinghurst: Mineral Analysis of some Ordovician Rocks from Carnarvonshire. (Geol. Mag. 66. 289—301. Mit 1 Textfig.)

125 Gesteine — ordovizische Sedimente und Eruptiva — aus Nordost-Carnarvonshire wurden auf ihren Gehalt an selteneren Mineralien untersucht. Von den in Tabellen zusammengestellten Ergebnissen sei nur hervorgehoben, daß Pyrit, Magnetit, Limonit, Leukoxen, Chlorit und Zirkon fast überall gefunden wurden, und daß eine Reihe von untersuchten Sanden verschiedener Herkunft einen besonderen Reichtum an verschiedenen, selteneren Mineralien in geringer Menge aufweisen. **F. Machatschki.**

A. W. Groves: An Igneous Conglomerate at Woolley, Devon. (Geol. Mag. 66. 1929. 40—44. Mit 2 Textfig.)

Am Kontakt zwischen den carbonischen Gesteinen und dem Granit bei Woolley findet sich ein eigentümliches Gestein, das früher als Felsit bezeichnet wurde. Es erscheint als grobes Konglomerat, das von granitischem Material durchdrungen ist. Es ist auf Grund neuer eingehender Untersuchung als sicher anzunehmen, daß es ein Eruptivkonglomerat aus der Randzone des Dartmoor-Granites darstellt.

Knollen, die aus Quarz und Turmalin bestehen und einen Durchmesser bis zu 8 Zoll erreichen, sind neben kleineren Massen, die aus Aderquarz,

schwarzem Turmalin oder wesentlich aus nadelförmigem Rutil mit wenig Biotit und Quarz bestehen, und abgerundeten Orthoklaskristallen in eine Masse von Quarzkörnern (seltener Körnern von zwillingsgestreiftem Oligoklas), die durch eine kryptokristalline Grundmasse (wahrscheinlich Chalcedon) verkittet sind, eingebettet. In der Grundmasse sind noch gelegentlich kleine Turmalinnädelchen, seltener Zirkon und Rutil zu beobachten. Die Quarzkörner enthalten zahllose Gas- und Flüssigkeitsbläschen und Einschlüsse von undurchsichtigem Material. Die größeren Knollen des Konglomerates sind immer deutlich gerundet, während die kleineren häufig scharf gekantet sind.

Das Konglomerat besteht somit aus Bruchstücken von Eruptivgesteinen und möglicherweise von kontaktmetamorph veränderten Gesteinen, die alle in naher Beziehung zum Dartmoor-Granit stehen. Es weist gewisse Ähnlichkeiten mit den von SEDERHOLM (Bull. Comm. Geol. Finl. 23. 1907) beschriebenen Eruptivbreccien auf.

F. Machatschki.

G. W. Tyrrell: On some dolerite-sills containing analcime-syenite in Central Ayrshire. (Q. J. G. S. London. 84. 1928. 540—569. 1 Taf., 3 Textabb.)

Die Analcim-Syenite treten als schichtähnliche Lagen, Schlieren oder Adern in Crinaniten (Analcim-Olivin-Doleriten) auf, besonders bei Howford Bridge. Außer diesem Fundorte werden noch drei andere behandelt, bei denen es sich stets um Intrusionen in permischen Ergußmassen handelt, mit Ausnahme einer Intrusion in produktivem Carbon. Die Vorkommen gehören zu einer im westschottischen Jungpaläozoicum verbreiteten Gesteinsfamilie, für die der Analcim-Gehalt kennzeichnend ist.

Außer Analcim werden noch andere Zeolithe erwähnt, besonders Thomsonit und Natrolith. Damit vergesellschaftet erscheint auch Prehnit als späte Primärausscheidung des Magmas.

Das Hauptgestein, der Crinanit, besteht wesentlich aus Titanaugit, Labrador und Eisenerzen mit wechselnden Gehalten an Olivin und Analcim.

Der grobkörnige Typus des Analcimsyenites besitzt trachytoide Feldspäte (Labrador bis Kali-Oligoklas), Verwachsungen von Ilmenit mit Titanaugit, Natronpyroxene und -amphibole, sowie Zeolithe.

Die perfelsischen Adern von Analcimsyenit sind besonders zeolithreich und enthalten auch viel Ägirin und Natronamphibol.

Die Vergesellschaftung dieser Gesteine erklärt sich durch einfache Kristallisationsdifferentiation unter gleichzeitigem gravitativen Absinken der Titanaugit-Ilmenit-Aggregate. Durch ein GOLDSCHMIDT-Diagramm wird der Kristallisationsverlauf im Zusammenhang mit der Differentiation veranschaulicht. Man erkennt, daß gewisse Mengen CaO im Magma gespeichert wurden, zusammen mit den üblichen Beträgen an Na₂O, K₂O, SiO₂, H₂O und flüchtigen Bestandteilen, die schließlich die Kristallisation des Analcims, der Kalknatronzeolithe und des Prehnits ermöglichten. Die analcimreichen Schlieren werden mit Hilfe hypothetischer Vorstellungen über differenzierte Druckwirkungen auflastender Gesteinsmassen erklärt.

Analysen: Crinanit (Limburgose III. 6". 3. 4.)		Analcimsyenit (Umptekose "II. 5. 1." "4.)	
SiO ₂	44,69	56,44	
Al ₂ O ₃	14,17	15,54	
Fe ₂ O ₃	3,35	3,27	
FeO	10,86	3,67	
MgO	6,41	1,73	
CaO	10,28	4,16	
Na ₂ O	3,64	5,81	
K ₂ O	2,01	4,27	
H ₂ O +	2,53	2,06	
H ₂ O —	1,05	0,44	
TiO ₂	0,46	1,16	
P ₂ O ₅	0,45	0,83	
CO ₂	—	0,97	
MnO	0,31	—	
Summe	100,21	100,35	

Wetzel.

H. H. Read: On the Occurrence of Iron-rich Cordierite in Aberdeenshire. (Geol. Mag. 66. 1929. 547—552.)

Der Cordierit-Spinell-Hornfels von Gallowhill Brae, Arnage, Aberdeenshire, ein dunkelblaues Gestein, besteht zu etwa 90 % aus Cordierit. Der Rest ist: 5 % Plagioklas, 4 % Spinell und 1 % Biotit.

	1.	2.	3.	4.
SiO ₂	44,05	45,52	45,70	45,24
Al ₂ O ₃	31,70	29,40	32,64	33,00
Fe ₂ O ₃	Spur	3,61	0,14	0,15
FeO	14,65	11,82	12,98	14,00
MgO	5,04	4,14	5,35	5,77
CaO	0,40	0,93	0,80	—
Na ₂ O	Spur	0,63	0,35	—
K ₂ O	Spur	0,30	Spur	—
H ₂ O +	1,30	1,39	1,37	1,48
H ₂ O —	0,20	0,02	0,24	—
CO ₂	—	—	—	—
TiO ₂	2,20	2,04	Spur	—
P ₂ O ₅	—	0,06	—	—
S	Spur	—	Spur	—
MnO	0,38	0,33	0,33	0,36
CoO, NiO	—	0,02	—	—
BaO	—	0,01	—	—
Summe	99,92	100,22	99,90	100,00

F. Machatsckki.

Zwei neue Analysen dieses Hornfelses wurden ausgeführt, die erste von W. H. HERDSMAN, die zweite von E. G. RADLEY. Die Zusammensetzung ist

sehr ähnlich der eines anderen eisenreichen Cordierit-Spinell-Hornfelsens von Glen Lednock, Perthshire, der von C. E. TILLEY beschrieben wurde (Quart. J. Geol. Soc. 80. 1924. 52.)

Die Analyse des isolierten Cordierites selbst ergab die unter 3. in der Tabelle angeführten Zahlenwerte (Anal. W. H. HERDSMAN). Das Material war noch durch Plagioklas verunreinigt. Nach Abrechnung des Natrons und Calciumoxydes als Plagioklas erhält man die unter 4. angegebenen Werte (umgerechnet auf 100 %).

Vergleiche mit anderen Cordieritgesteinen und Cordieriten werden angestellt. Der hier beschriebene ist der eisenreichste aller bekannten Cordierite. Seine Auffindung zeigt, daß das von P. ESKOLA (Bull. Comm. Geol. Finl. Nr. 44, 122) angegebene Grenzverhältnis FeO : MgO beim Cordierit weit zugunsten des FeO überschritten werden kann.

Frankreich und Korsika.

Charles Jacob: Sur le métamorphisme des calcaires et sur la structure du versant nord-pyrénéen. (Compt. Rend. 186. 1928. 1362—1364.)

Marmorisierte Kalke, nahezu charakteristisch für die Zentralpyrenäen, verlaufen auf dem Nordabhang der axialen Zone und im Süden der Stirnmasse von Barousse nach Saint-Barthelémy ebenso gegen W wie gegen O. Dasselbe Band lieferte eine Menge grüner Gesteine, Ophite. Die Lherzolite steigen nach L. BERTRAND bis in das Albien. So glaubt Verf. sie für die Metamorphose heranziehen zu müssen.

M. Henglein.

L. Bertrand: Sur le métamorphisme général des terrains secondaires dans certaines parties des Pyrénées. (Compt. Rend. 186. 1928. 1225—1227.)

Verf. glaubte weniger die Ophite für die Metamorphose verantwortlich machen zu müssen, da sie triassisch sind, als die hydrothermale Tätigkeit, was aber nicht hindert, lokal eine magmatische Einwirkung anzunehmen. Verf. nimmt an, daß die Metamorphose allgemein ist, sei es in Gegenwart oder in großer Entfernung der grünen Gesteine. Ihre Intensität neigt dazu, von O gegen W abzunehmen.

M. Henglein.

H. Douvillé: Le Pic de Rébenacq et ses roches éruptives. (Compt. Rend. 187. 1928. 781—784.)

In den Basses-Pyrenäen nahe dem Dorf Rébenacq ist die Trias von Jura begleitet und die untercretacischen Kalke erheben sich bis 520 m. Eruptivgesteine durchdringen im W die Trias und Kreide. VIENNOT beschrieb neuerdings den Ophit im O des Berges von Rébenacq. Verf. wies nun mehrere Gänge im Jura nach mit NNW-Streichen, wie die Schichten selbst. Sie wurden mit diesen gefaltet.

Von der Menge der unregelmäßig zusammengesetzten Gesteine werden körnige und mikrolithische unterschieden. Bei den ersteren bildete sich zu-

erst ein titanreicher Pyroxen, dann Feldspat und braune barkevitische Hornblende, während in den mikrolithischen die braune Hornblende verschwunden ist und dünne Labradorkristalle mit zurücktretenden Pyroxentrümmern dazwischen fast das ganze Gestein bilden. Während das körnige Gestein ein normaler Ophit mit Titanpyroxen, der nicht uralitisiert ist, und mit barkevitischer Hornblende vorkommt, handelt es sich bei dem mikrolithischen Gestein um einen Dolerit. Die Gänge sind 2—50 m mächtig. Wahrscheinlich ersetzen sie bei größerer Mächtigkeit wirkliche Lakkolithen. Oft trifft man die beiden Gesteine in ein und demselben Gang an. Die mikrolithischen Massen treten in den dünnen Teilen oder als Dach der mächtigen Gänge auf, wo sie nach unten in den normalkörnigen Typus übergehen. Die mikrolithische Textur zeigt an, daß das Gestein erkaltete und rasch sich verfestigte.

Es werden die einzelnen Vorkommen angegeben: Im SW des Gipfels die Ferme Batlongue, mehr im S die drei Fermes Carrère, Bourdet und Guedon, die Fermes Coig und mehr im N Pedecoig mit Kontakt an obertriassischen Tonen.

Das Gangfeld scheint sich nach NW gegen das Schloß Bitaubé und die Straße nach Bel Air zu verlängern, und zwar parallel dem Triasband. Die Ophitvorkommen an der Straße von Sévignac nach Nay müssen wohl demselben Theralit zuzuteilen sein.

Alle Eruptivgesteine bilden eine geologische Einheit, sei es, daß sie körnig sind und sich dann den durch A. LACROIX von Madagaskar bekannten Beronditen nähern, sei es, daß sie mikrolithisch werden mit intersertaler Ophittextur und so den Charakter von Doleriten annehmen.

M. Henglein.

A. Demay: Sur les gneiss granulitiques du Pyfara et du synclinal de Saint-Marcel dans les Cevennes septentrionales. (Compt. Rend. 186. 1928. 246—248.)

Granulitische Gneise wie die des Massivs von Pilat bilden im S dieses Massivs die Synklinale Malleval—Saint-Marcel—Roche de Vent und das Gebiet von Pyfara. Bei Saint-Marcel hat die granulitische Masse von Blanchard mehrere Zonen Phyllite und Glimmerschiefer absorbiert und ist somit jünger als diese. In einem Mylonit, an der Straße von Saint-Marcel nach Saint-Jullien, fand man zermalnten Biotit, Chlorit, Bruchstücke von Quarz und Feldspat, der auch kaolinisiert ist, zerbrochenem Muscovit und granulitischem Quarz. Die stratigraphische Untersuchung zeigt drei übereinandergelegene Zonen: unteren Augengneis, Gneis und Granit von Pouyardière, Augengneis von Pilat. Im unteren Augengneis finden sich an verschiedenen Stellen Amphibolite eingelagert. Bei Champaveire, Rocheplatte, Saint-Symphorien ruht der Granit auf schiefrigem Gneis und Amphiboliten. Die geblätternen Gneise von Blanchard senken sich unter den Granitgneis und Granit. Über der Serie von Pouyardière bedeckt der Augengneis von Pilat den mittleren Teil der Senke von Pyfara und bildet im axialen Teil der Synklinale von Saint-Marcel die drei Lappen von Rochede Vent, Toissieu und Saint-Marcel. Das Massiv von Pilat hat also hier seine Verlängerung, wie sich aus der Beständigkeit der drei Gesteinsarten ergibt. **M. Henglein.**

Pierre Termier und **Eugène Maury**: *Nouvelles observations géologiques dans la Corse orientale: phénomènes d'écrasements et de laminage; Mylonites et brèches tectoniques.* (Compt. Rend. 186. 1928. 1247—1251.)

Im östlichen Korsika sind die Gesteine durch orogenetische Dynamometamorphose weitgehend deformiert. Alle Grade der Mylonitisierung können im Protogingebiet wahrgenommen werden bis zu einem grünlichen Gestein, dem Ultramylonit. Auffallend groß ist das Gebiet des in Protogin verwandelten Granits, wovon die Orte angegeben sind. Es scheint, daß gegen SO von Korsika der Granit gegen die Zerdrückung geschützt war.

Auch in anderen Gesteinen treten Mylonite auf. Die grünen Gesteine, vergesellschaftet mit Glanzschiefern und Radiolarit, sind oft stark mylonitisiert. Der Serpentin gibt oft grüne oder schwarze Schiefer, worin man manchmal Glaukophan, Nephrit oder Asbest findet. Radiolarit liefert roten Schiefer.

Ferner finden sich Reibungsbreccien, wie am Tithonkalk von Caporalino, die ein Gemenge von Kalkbrocken und Mylonit sind. Die Kalkbrocken haben alle Dimensionen bis mehrere Meter. In der Gegend von Corte zeigen sich am Marmor (Cipolin) ebenfalls Reibungsbreccien mit Mikrogranit und Granit. Bei Vecchio, an der Bahnlinie Corte—Ajaccio, sind Protoginstücke, Aplit, Mikrogranit, Quarz, Cipolin durch einen granitischen Mylonit verkittet.

Blöcke und Trümmer von Kalk sind ziemlich selten; einige sehen wie Gerölle aus; andere sind eckig, zugespitzt, schlank, zerbrochen durch spätere Streckung. Sie bestehen aus Cipolin, in dem Zonen faserigen Calcits auftreten. Die Breccien von Vecchio trennen sich schwer von dem umgebenden Protogin.

Bei Macinaggio, wo sich der Weg von Tomino von dem nach Cap Corse trennt, sind zwei Linsen, eine von grünem Verrucano, die andere von Triaskalk, jede kaum größer als 1 cbm, eingesenkt in Nummulitenschichten. Man befindet sich hier in der Schuppe eines nicht metamorphosierten Gebiets.

M. Henglein.

Iberische Halbinsel.

Riba, Jaime Marcel: *Estudio petrográfico de la zona metamórfica de los alrededores de Toledo.* (Memorias de la Real Academia de Ciencias y Artes de Barcelona. [3 época.] 20. No. 16. Barcelona 1928. 180 S. 4 Taf.)

E. Jérémie und **P. Fallot**: *Sur la présence d'une variété de Jumillit aux environs de Calasparra, Province de Murcie.* (Compt. Rend. 188. 1929. 800—802.)

Bei Calasparra (km 2 am Weg von Moratalla) findet sich auf einem kleinen Hügel ein schwarzes, frisches Gestein, reich an Olivin und Biotit. Die Masse besteht aus Biotitschüppchen, monoklinen Pyroxenprismen (wahrscheinlich Diopsid) und besonders aus prismatischem Orthoklas, oft sternförmig gruppiert und an gewisse Minetten von Morvan erinnernd. Dieser Gesteinstyp ist bis jetzt nur von Jumilla auf der Iberischen Halbinsel bekannt und von OSANN (Zs. d. Geol. Ges. 41. 1889. 297) unter dem Namen Jumillit beschrieben worden.

Analyse von F. RAOULT:

SiO ₂	53,90	TiO ₂	2,26
Al ₂ O ₃	8,88	P ₂ O ₅	0,55
Fe ₂ O ₃	1,78	H ₂ O +	1,23
FeO	4,16	H ₂ O —	1,01
MgO	13,24	MnO	0,13
CaO	3,76	CO ₂	0,47
Na ₂ O	1,17	Cl	0,04
K ₂ O	7,56	SO ₃	0,24
		Summe	100,48

Diese Zusammensetzung stimmt nahezu mit der des Jumillits überein; nur ist der SiO₂-Gehalt geringer. Die in der Nachbarschaft vorkommenden Gesteinstypen, welche unter dem Namen Verit und Fortunit beschrieben sind, enthalten im Gegensatz hierzu freie Kieselsäure. Die drei Gesteine scheinen aus demselben Magma entstanden zu sein.

Einige mineralogische Unterschiede trennen das Gestein von Calasparra vom Jumillit von Jumilla. Der letztere ist glasig, enthält Alkalamphibol und viel Leucit, während der von Calasparra holokristallin und frei von Amphibol ist. Er enthält nur ausnahmsweise Leucit, besonders in Bomben. Unter dem Eruptivgestein treten lokal steile Sandsteine, geschichtet, oligocänmiocän oder noch jünger zutage aus. Oberflächliche Ablagerungen verdecken ihren Kontakt mit der Kreide, welche an der Basis der steilen dolomitischen Masse der Sierra de San Miguel als nördlichstes Element der subbetischen Überschiebung erscheint und im S die Straße und den Hügel einnimmt. Das Gestein, an der Oberfläche umgewandelt, ist von Breccien mit Kiesel-sandsteineinschlüssen und seltener von vulkanischen Bomben begleitet. Es gleicht andern postpontischen Gesteinen von Monagrillo, postpliocänen von Vera, und man darf annehmen, daß es sich um eine recht junge Eruption handelt. Der Verit ist auch bei Monagrillo, 16 km nördlich von Calasparra, festgestellt. Die Gesteine sind auf einer Bruchlinie hochgebracht worden, die sich auf einer ziemlich weiten Zone ausdehnt. **M. Henglein.**

Italien.

C. Gottfried: Über kontaktmetamorphe Gesteine des Baitonegebietes in der Adamellogruppe (Italien). (Sitz.-Ber. d. Heidelberger Ak. d. Wiss. Math.-nat. Kl. Jg. 1930 I. Abh. 1—11.)

Es wird hier das Ergebnis der petrographischen Untersuchung der von W. SALOMON (ebenda 1928. 15. Abh.; Ref. dies. Jb. 1929. II. 520) aus dem Baitonegebiet beschriebenen Gesteine gegeben. Es handelt sich dabei vorwiegend um Granat- und Biotithornfelse, die im Zusammenhang mit einer Magneteisenlinse auftreten. Die vorkommenden Minerale werden beschrieben.

Granat findet sich in diesem Gebiet an manchen Stellen so reichlich, daß man von einem Granatskarn sprechen kann, das außerdem fast nur noch Pyroxen enthält. Die untersuchten Granate erwiesen sich alle als isotrop. Zwei wurden genauer untersucht und analysiert (M. BENDIG). 1 stammt aus einem Granatskarn des Servino von Bombià, 2 aus Klüften umgewandelter kristalliner Schiefer zwischen der Forcella di Bombià und dem Rifugio Baitone.

	1.		2.	
	Gew.-%	Mol.-Verh.	Gew.-%	Mol.-Verh.
SiO ₂	36,79	0,610	36,83	0,611
TiO ₂	0,06	0,001	0,14	0,002
Al ₂ O ₃	19,64	0,192	18,97	0,186
Fe ₂ O ₃	0,79	0,005	1,76	0,011
CaO	1,80	0,021	1,52	0,027
FeO	36,73	0,510	32,27	0,448
MnO	3,21	0,045	7,13	0,100
MgO	0,86	0,021	0,94	0,023
K ₂ O	0,01	—	0,04	—
Na ₂ O	0,24	0,004	0,43	0,007
H ₂ O	0,07	0,004	0,05	0,003
Dichte	4,152		4,006	

Daraus errechnet sich als Verhältnis der Oxyde RO₂ : R₂O₃ : RO = 3,10 : 1 : 3,03 bzw. 3,11 : 1 : 3,03. Die beiden Granate bestehen dabei aus:

	1.	2.
Almandin	84,66	74,20
Spessartin	7,23	16,34
Andradit	4,57	5,59
Pyrop	3,62	3,22

Beide Granate sind dunkelrotbraun, doch ist 1 klar und 2 nur trüb durchsichtig. Als Brechungsindizes wurden bestimmt (Prismenmethode):

λ	1.	2.
488	1,8238	1,8283
540	1,8193	1,8215
625	1,8142	1,8165
bei $a = 20^\circ 24'$		$20^\circ 20'$

Granat 1 kann aus einem Sedimentgestein, das 50 % manganhaltigen Siderit, 15 % Quarz und 35 % Tonsubstanz enthält, durch einfache Umkristallisation entstehen. Ferner können aus solchen Gesteinen Lösungen diffundieren, die zusammen mit Magmarestlaugen in Klüften die Granate 2 absetzen, was eine besondere Art von Pneumatolyse vorstellt.

Pyroxene finden sich als grüne und als schwarze Abarten. Der schwarze besteht aus 55 % Diopsid und 45% Hedenbergit. Die Auslöschungsschiefe beträgt $c : \gamma = 43\frac{1}{2}^\circ$. Dispersion $\rho > v$ schwach. $\gamma = 1,729, \alpha = 1,705,$

$\gamma - \alpha = 0,024$. Der hellgrüne Pyroxen bildet die Füllmasse im Magnetiterz. Die Auslöschungsschiefe beträgt $c : \gamma = 46^\circ$. $2V$ etwa 60° . $\gamma = 1,719$, $\alpha = 1,696$, $\gamma - \alpha = 0,023$. Es handelt sich also um einen diopsidischen Augit.

Hornblende kommt nur vereinzelt vor. $2V = 80^\circ$. Auslöschungsschiefe $c : \gamma = 17^\circ 25'$. Pleochroismus stark: $\beta\gamma$ bräunlichgrün, α fast farblos.

Glimmer nur als Biotit in brauner und grüner Färbung. Der erstere zeigte $\gamma = 1,588$ und $\alpha = 1,553$. Letzterer ist seltener.

Plagioklas besteht zu 25—30 % aus Anorthit.

Orthoklas und **Quarz** in kleinen Körnern zeigen undulöse Auslöschung.

Die beschriebenen Gesteine bilden je nach ihrem Mengenverhältnis Granat-, Pyroxen- oder Biotitkarn, wobei die Granatkristalle stets als typische Porphyroblasten auftreten. Das Magnetitgestein enthält 60—80 % Erz, doch konnten Reliktstrukturen von Eisenspat nicht festgestellt werden. Neben Magnetit findet sich auch untergeordnet Pyrit. **Hans Himmel**.

Lengyel, E.: Der Ätnausbruch im Jahre 1928 und sein Gestein. Vgl. Besprech. dies. Jb. 1930. II. 351.

Böhmische Masse und ihre Randgebiete.

J. E. Hibsich: Erläuterungen zur Geologischen Karte der Umgebung von Brüx. (Mit 1 geol. Karte, 2 Taf. u. 13 Textbildern. Herausgegeben von der Geol. Staatsanst. der tschechoslowak. Rep. Prag 1929.)

Das Gebiet der Karte breitet sich nordwestlich vom geschlossenen Böhmischem Mittelgebirge aus. Seine geologischen Gebilde gliedern sich in 1. Ablagerungen der Oberen Kreide, 2. Gebilde des Tertiärs (Mitteloligocäne Sedimente, Oberoligocäne Saazer Schichten und Tuffite, Miocäne Sedimente und Tertiäre Erstarrungsgesteine), 3. Diluvial- und 4. Alluvialgebilde.

Aus der Kreidezeit sind nur **Letten** vorhanden, die aus Mergeln der Spinosus-Stufe durch Verwitterung hervorgegangen sind. Über den Kreideletten lagern konkordant **Letten und Sande**, die aus einem Süßwasserbecken, dem „**Biliner Becken**“, während des Mitteloligocäns abgesetzt worden sind.

Die mitteloligocänen **Letten** bestehen zu 55—60 % aus feinen, durchschnittlich 0,01 mm großen Quarzkörnchen und 40—45 % Tonteilchen, Kaolin- und Glimmerblättchen. Häufig sind auch kolloide Substanzen (Humusstoffe und Kieselsäure) vorhanden. Deshalb werden die Letten beim Austrocknen hart und fest. Ihre Farbe ist hellgrau bis weiß oder auch schmutziggelblich.

Neben Letten treten an manchen Orten weiße, hellgelbe oder braun- gelbe, gutgeschichtete, fein- bis mittelkörnige Quarzsande auf.

Verhältnismäßig häufig treten in Verbindung mit den mitteloligocänen Letten Quarzite auf. Sie bilden entweder 1,5—2,5 m mächtige Lager an der Oberseite der Letten oder verschieden geformte, lose, über die Oberfläche zerstreute Blöcke. Die Lager von Quarzit finden sich in der Regel im Liegenden von Basaltdecken und folgen der vorbasaltischen Landoberfläche. Zwischen die Basaltdecke und das Quarzitlager schiebt sich an den meisten Orten ein schwaches, nur 0,1—0,4 m mächtiges Lager von weichen, hellbraun- rot gefärbten, tuffitähnlichen Gesteinen ein von der chemischen Zusammen- setzung 1—3 der Analysentafel im Anhang.

Die Quarzite werden beschrieben als dichte, hellgrau bis weiß, auch bräunlichgrau gefärbte, oft gelblich oder bräunlich gefleckte, harte und feste Kieselgesteine. Chem. Zus. 8 und 9 der Analysentafel. — Sie bestehen aus verschieden geformten, meist 0,15—0,5 mm großen, aber auch weit größeren Quarzkörnern, die durch eine Art Bindemittel aus viel kleineren, nur 0,05 bis 0,01 mm messenden Quarzkörnchen („Zement“ genannt) verkittet sind. Auch Zirkonkörnchen sind vorhanden. Die obenerwähnten bräunlichen Flecke werden bedingt durch Anhäufung sehr feiner toniger und organischer Teilchen zwischen den Quarzkörnchen des Zements.

Entstanden sind die Quarzite durch Einkieselung der oben beschriebenen mitteloligocänen, aber auch mancher miocänen Letten, deren Quarzkörner durch neu gebildeten Quarz aus zugeführter Kieselsäure zu einem festen Gestein verkittet worden sind. Die Kieselsäure für die Einkieselung ist zweierlei Ursprungs: 1. Für die losen, frei auf oder in den Letten liegenden Blöcke, besonders für die auf den miocänen Letten im Hangenden der Basalt- decken entstandenen Quarzitblöcke stammt die Kieselsäure aus den Letten selbst. 2. Die Kieselsäure für die zusammenhängenden Quarzitlager im Liegenden der Basaltdecken wurde aus den zersetzten überlagernden Basalten zugeführt, die eine besonders geartete Zersetzung erfahren haben.

Die besondere Art der Basaltzersetzung geschah nicht unter der Ein- wirkung der Bestandteile der Luft und durch den Einfluß der klimatischen Faktoren auf die Basaltdecken von oben, sondern durch Einwirkung von Grundwasser von unten her. Infolgedessen blieben die oberen Teile der Basaltkörper verhältnismäßig frisch erhalten, während die unteren Teile eine tiefgreifende Zersetzung erfahren haben, wobei alle den Basalt auf- bauenden Minerale vollständig zerlegt und die Gesteinsstrukturen zerstört worden sind. An Stelle der gut unterscheidbaren Gesteinsminerale ist ein Gemenge von weichen, trüben, undefinierbaren amorphen Substanzen ge- treten, die vorzugsweise aus Kieselsäure, Aluminium- und Eisenhydroxyden bestehen, z. T. ungebunden oder in loser Bindung, so daß Salzsäure aus dem Gemenge Aluminium- und Eisenhydroxyde in beträchtlichen Mengen löst, z. T. in festerer Verbindung als neu gebildete Tonsubstanzen, die sich nicht in Salzsäure, sondern erst in Schwefelsäure lösen. Zur Neubildung von gut definierbaren, kristallisierten Mineralen, z. B. Hydrargyllit oder Kaolin,

ist es nicht gekommen, die neu entstandenen Stoffverbindungen sind amorph.

Bei der Zersetzung des Basaltes unter der Einwirkung des Grundwassers wirkten die im Wasser enthaltenen, negativ geladenen OH- und CO₃-Anionen zerlegend und lösend auf die Silikate der Basaltminerale. Mg, Ca, Fe, Na und K gingen in Form von Carbonaten in Lösung, ferner auch + geladene kolloide Zerteilungen von Aluminiumhydroxyd und Eisenhydroxyd, sowie — geladene kolloide Zerteilung von Kieselsäure. Die +-Zerteilungen von Al(OH)₃ und Fe(OH)₃ wurden später ausgeflockt und reichert sich zonenweise in den zersetzten Basalten an. Ebenso schieden sich die Carbonate aus ihren Lösungen in der untersten Zone des zersetzten Basalts aus. Hingegen wanderte die negativ geladene und stark dispergierte Kieselsäure in den Untergrund, wo sie die Letten zu Quarzit zementierte. Die zonenweise Anordnung der ausgeflockten Zersetzungsprodukte bedingt eine schon fürs bloße Auge erkennbare Gliederung der zersetzten Basaltdecke.

Es ist versucht worden, die sich bei diesen Zersetzungserscheinungen abspielenden chemischen Vorgänge durch sehr sorgfältige, seitens des Herrn Prof. E. DITTLER ausgeführte Bausch- und Teilanalysen zu erfassen, mit denen optische Untersuchungen der einzelnen Zersetzungsprodukte Hand in Hand gingen. Die spröde Sache widersetzt sich jedoch einer genauen Erkenntnis. Doch geben die chemischen Analysen Nr. 4—7, 8—9 und 2—3 der Analysentafel ein Bild dieser Vorgänge. Ausführlicher sind die chemischen Untersuchungsergebnisse von E. DITTLER und J. E. HIBSCH in den Miner. und Petrogr. Mitteil. 39. 45—75, Wien 1928, dargestellt.

Von oberoligocänen Ablagerungen reichen vielleicht unter der miocänen Bedeckung von S her „Saazer Schichten“ (vorherrschend feine, gelbliche bis weißliche Sande, zurücktretend hell- bis gelblichgraue Letten mit Flözen mulmiger Braunkohle) ins Kartengebiet herein. Eine viel größere Ausdehnung gewinnen jedoch im Gebiete der Karte miocäne Süßwassersedimente, die nicht nur über einen großen Teil des Gebietes oberflächlich hervortreten, sondern auch große Mächtigkeiten (an 200 m im Kartengebiete, mehr als 490 m nördlich des Kartengebietes vor dem Erzgebirgsabbruch) erreichen.

Die miocänen Ablagerungen schließen mehrere Braunkohlenflöze ein, wovon das eine („Hauptflöz“) bis 27 m Mächtigkeit erreichen kann. Dieses bildet das wertvollste und wichtigste Glied in der Reihe der Miocängebilde. Naturgemäß teilen sich die das Hauptflöz begleitenden Ablagerungen nach ihrer Lage zum Hauptflöz in die Liegend- und Hangend-Schichten. Flöze mit den Hangend- und Liegend-Schichten füllen eine breite Mulde zwischen dem Erzgebirge und dem Böhmischem Mittelgebirge aus. Im allgemeinen herrschen unter den Hangend- und Liegend-Schichten verschiedene Letten vor, gegen die Muldenränder stellen sich auch Sande ein. Wie die oligocänen bestehen auch die miocänen Letten überwiegend aus feinem Quarzstaub, dem sich Tonteilchen und kolloide Stoffe beigesellen. In der Nordostecke des Kartenblattes geht der Letten in plastischen Ton über, der sich nach O bis in die Umgebung von Langujesd und Preschen

fortsetzt und hier für die keramische Industrie in größerem Maße abgebaut wird.

Im Hangenden der Braunkohlenflöze sind die Letten verschiedentlich grau, dunkel- bis hellgrau gefärbt, die Liegendletten unter dem Flöz besitzen weiße bis hell- oder dunkelgraue, auch grüne Färbung, bisweilen sind sie auch rotbraun und rotviolett, gleichmäßig oder fleckig, gefärbt. Die letzteren, recht auffälligen Gebilde der Liegendschichten führen den Namen „bunte Tone“ oder „bunte Letten“. Die vom Bergmanne so bezeichneten Gebilde aus dem Liegenden des Kohlenflözes von Skyritz wurden als vollkommen zersetzte und umgewandelte Basalttuffe erkannt. Möglicherweise besitzen bunte Letten von anderen Orten auch diese Herkunft aus Basalttuffen.

Den Hangend- und Liegendletten, namentlich den ersteren, sind recht häufig Kohleneisensteine in Form von 0,02—0,5 m mächtigen Lagern oder als einzelne Platten (bis 1,5 m × 1 m groß), auch als Knollen eingeschaltet. Kohleneisensteine sind konkretionärer Entstehung und stellen dichte, feste, graubraun gefärbte, aus 98 % Siderit bestehende Gesteine dar, die, dem Wetter längere Zeit ausgesetzt, sich in braunen Limonit umwandeln.

Das im ganzen nur 4—5 m mächtige Braunkohlenflöz der Grube Hrabák südlich Brüx zerfällt durch eingeschaltete Lettenschmützchen in 6 Kohlenbänke, an deren Unterseite sich regelmäßig eine bis 1 cm dicke Lage schwarzer fossiler Holzkohle einstellt.

Von Letten rings umschlossene Sandlager sind häufig von Wasser durchtränkt. Dadurch werden sie zum leicht beweglichen „Schwimmsand“. Lager von Schwimmsand stehen unter dem Druck des auf ihnen lastenden Gebirges und fließen angeritzt rasch aus. Sie bilden eine ständige Gefahr für benachbarte Kohlengruben und für die Landoberfläche, weil das über dem entleerten Schwimmsandraum vorhandene Hangengebirge einstürzt, sobald es nicht die erforderliche Mächtigkeit besitzt, sich zu halten. Im Jahre 1895 entleerte sich ein Schwimmsandlager unter einem Teile der Stadt Brüx in eine benachbarte Kohlengrube, die Decke des entleerten Raumes stürzte ein, es bildeten sich bis zu 18 m tiefe Erdtrichter, in denen die hier stehenden Häuser verschwanden.

Im Schwimmsand berühren sich die Sandkörner, das Wasser erfüllt nur die Zwischenräume zwischen den sich berührenden Sandkörnern. Künstlich entwässerter Schwimmsand nimmt keinen kleineren Raum ein als der mit Wasser gesättigte, auch verliert der entwässerte Schwimmsand nichts an Tragfähigkeit für das ihm auflastende Gebirge.

Beschrieben werden ferner mannigfaltige Kohlenbrandgesteine als Erzeugnisse von Flözbränden. Am verbreitetsten sind rote oder rotgelbe Scherben mit dichtem Bruch („Erdbrand“). Seltener findet sich am Bruche glänzender, taubengrauer Porzellanjaspis. — Eisenreichere Letten wurden zu harten, schwarzen, schlackig-porösen lavaähnlichen Massen geschmolzen. Die Wand der Poren besteht aus farblosem Glase, in welchem zahlreiche schwarze Körner und neu gebildete Sillimanitnadelchen, Hämatitblättchen, Plagioklasleisten und Fayalittäfelchen eingebettet liegen.

— An wenigen Orten findet man kleine, unregelmäßig gestaltete Lager von Flöz asche. Diese bildet erdige, weiche, leichte, graue, bräunlichgelbe, auch braunrote, aber völlig strukturlose Massen. Flöz asche aus 300 m S. H. am Wege von Brüx nach Wteln besitzt die chemische Zusammensetzung Nr. 10 und 11 der Analysentafel. H. HARRASSOWITZ hat diese Flöz aschen irrthümlich für „lateritisch verwitterten Basalt“ angesehen. (H. HARRASSOWITZ, Laterit usw. Fortschritte d. Geol. u. Pal. IV. Heft 14. Berlin 1926. 472 und 390.)

Von Erstarrungsgesteinen werden große Basaltdecken, bestehend aus nephelinführenden Feldspat- und feldspatführenden Nephelinbasalten, dann Basalttuffe, kleine Ergüsse von Sodalitthepliten, mannigfaltige große Staukuppen von Phonolithen, endlich Phonolithtuff beschrieben.

Ausführlich wird die Zersetzung einer Basaltdecke südlich der Schloßmühle, südöstlich Brüx, unter Einfluß von Grundwasser erörtert und durch sorgfältige, von E. DITTLER ausgeführte Analysen (Nr. 4—9 der Analysentafel) belegt. Hierüber ist bereits oben anlässlich der Besprechung der Quarz- bildung das Wesentlichste berichtet.

Von Phonolithen sind zwei Arten, trachytische und Nephelinphonolithe, beobachtet worden. Sie unterscheiden sich voneinander durch das Gefüge und den Mineralbestand. Die ersten besitzen trachytisches Gefüge und ihre Pyroxene (Diopsid und Ägirinaugit) gehören zu den ältesten Mineralbildungen im Gestein. Nephelinphonolithe hingegen zeigen Eisblumengefüge und die Pyroxene (Ägirin) haben sich erst in der letzten Phase der Gesteinsverfestigung gebildet. Das Eisblumengefüge kommt dadurch zustande, daß in einer weit vorgeschrittenen Phase der Magmenerstarrung an gewissen Stellen des Kristallisationsraumes zwischen den früher gebildeten Nephelin- und Feldspatkristallen sich dicht gedrängte Gruppen von Ägirinkristallen ausscheiden, die xenomorph zwischen die älteren Gemengteile hineinwachsen. Ein Durchschnitt durch diese Ägirin- gruppen, wie ihn der Dünnschliff liefert, ergibt nun ein lebhaft an die Eisblumen erinnerndes Bild. Das wird noch verstärkt durch die Hainitkristalle, die von den Enden der Ägirine pinselförmig ausstrahlen.

In den Nephelinphonolithen des Brüxer Schloßberges und des Breitenberges treten bis 3 mm große Nephelinkristalle auf. Im allgemeinen besitzen die Nepheline einen einheitlichen Bau, in den Ph. des Roten Berges, des Breitenberges und namentlich im Ph. des Kleinen Körpers bei 280 m S. H. südlich der Schloßmühle jedoch besitzen die Nepheline isomorphe Schichtung. Um einen Kern zeigen die Nephelinkristalle Zonen mit nach außen zunehmender Licht-, aber schwächerer negativer Doppelbrechung, es kann die Doppelbrechung bis auf Null herabsinken, um dann in weiteren Zonen in die positive Doppelbrechung umzuschlagen.

Mehrere Körper von Nephelinphonolith, namentlich der vom Spitzberge, umschließen Gänge von dichtem Natrolith oder dichtem Analcim, die sich erst nach der Verfestigung des Phonoliths in Klüften des Gesteins gebildet haben. Beiderseits dieser Zeolithgänge ist das Phonolithgestein auf kurze Entfernung in Nathrolith-, bezw. Analcimphonolith umgewandelt.

Teile von größeren Phonolithkörpern zeigen auffallende Umwandlungerscheinungen. Randteile des Roten Berges, Teile im SO und N des Breitenberges und im N des Rösselberges, endlich der Sattel zwischen Breitenberg und Schloßberg sind nämlich in erdige, kaolinartige weiße Massen umgewandelt, wobei alle Gesteinsgemengteile zersetzt wurden. — Auch ein Gang von Sodalithtephrit südwestlich Prohn hat die gleiche Umwandlung erfahren. Die chemische Zusammensetzung dieser aus Ph. hervorgegangenen Zersetzungsprodukte geben die Analysen der Taf. Nr. 15—18, der aus Sodalithtephrit gewordenen die Analysen Nr. 20 und 21.

H. HARRASSOWITZ¹ hat vorgenannte kaolinartige Umwandlungsprodukte „Flinttone“ genannt und als „degradierte Laterite“ angesehen. Anstatt Flintton wäre der Name „Hartton“ zu gebrauchen. Es liegen keine hinreichenden Gründe vor, die Harttone als Laterite aufzufassen, vielmehr dürfte ihre Entstehung auf örtlich wirkende nachvulkanische Einflüsse (CO₂, warmes Wasser) zurückzuführen sein.

In der nachfolgenden Analysentafel sind die in den Erläuterungen angeführten chemischen Analysen übersichtlich zusammengestellt.

¹ H. HARRASSOWITZ, Laterit usw., Berlin 1926. 389 u. f. sowie 472.

1. Tuffit zwischen Basalt und Letten bei der Schloßmühle östlich Rudelsdorf. Anal. V. VESELY. In der Summe 100,27 inbegr. 0,05 % S. — 2. und 3. Tuffit zwischen zersetztem Basalt und Quarzit. Gleicher Fundort. Anal. E. DITTLER. — 4.—7. Decke von Feldspatbasalt, im Hangenden von Quarzit (Analysen 8—9) und Tuffit (2—3) bei der Schloßmühle östlich Rudelsdorf. Basaltdecke von unten herauf, wahrscheinlich unter Grundwasser, zersetzt, obere Lage 4 frischer Basalt, Lagen 5—7 in fortschreitender Weise zersetzt, die unterste (7) am meisten. Anal. E. DITTLER. Bei 5. in der Summe 100,07 inbegr. 0,11% V_2O_5 , bei 7. inbegr. 0,02 % V_2O_5 . — 8. und 9. Quarzitbank bei der Schloßmühle, 8 oberste Lage, 9 unterster Teil. Anal. E. DITTLER. — 10. und 11. Flözasche am Wege von Brüx nach Wteln. Anal. H. FLEISSNER. — 12. Nephelinphonolith des Spitzberges bei Brüx. Anal. H. TRENKLER. In der Summe 99,76 inbegr. 0,02 % ZrO_2 und 0,03 % $(Ce, La Di)_2O_3$. — 14. Nephelinphonolith vom Roten Berge bei Brüx und Wteln. Anal. E. DITTLER. — 13. Nephelinphonolith vom Roten Berge bei Brüx, teilweise zersetzt. Anal. E. DITTLER. — 15. Zersetzter Nephelinphonolith vom Roten Berge bei Brüx, „Hartton“. Anal. E. DITTLER. — 16. „Hartton“, zersetzter Neph.-Phon. vom Roten Berge bei Brüx. Anal. J. WOLF. — 17. „Hartton“, vom gleichen Orte wie 16. Anal. J. WOLF. — 18. „Hartton“, zersetzter Phonolith, Paredl Süd bei Brüx. Anal. J. WOLF. — 19. Verwitterter Phonolith, Paredl bei Brüx. Anal. J. WOLF. — 20. und 21. „Hartton“, durch Zersetzung aus Sodalithtephrit hervorgegangen. Prohn Südwest bei Brüx. Anal. J. WOLF. Bei 20 in der Summe 99,93 inbegr. 0,12 %, Glühverl., bei 21 inbegr. 0,53 % Glühverl. — 22. Aegirinaugit aus dem Phonolith des Spitzberges, Analyse Nr. 13. Anal. H. TRENKLER. — 23. Hornblende aus dem Phonolith d. Spitzberges bei Brüx, Analyse Nr. 13. Anal. H. TRENKLER.

I. E. Hibscho.

I. E. Hibscho: Über Quarz- und Granitporphyr von Teplitz in Nordböhmen. (TSCHERM. Mitt. 89. 1928. 320—322.)

	1.	2.
SiO_2	70,10	65,74
TiO_2	0,24	0,30
P_2O_5	0,86	0,70
Al_2O_3	12,96	14,38
Fe_2O_3	1,64	1,72
FeO	2,03	2,84
MnO	0,018	0,026
MgO	0,63	0,80
CaO	1,66	2,32
Na_2O	3,79	4,13
K_2O	5,20	5,62
Glühverlust	1,03	1,68
davon (CO_2)	0,35	0,75)
(H_2O)	0,87	1,26)
H_2O bei 120°	—	0,14
Summe	100,348	100,726
Spez. Gew.	2,621	2,625

1. Quarzporphyr von der Ostseite des Sandberges bei Teplitz-Schönau. Analyt. Prof. JOSEF WOLF, Teplitz-Schönau 1928.
2. Granitporphyr aus dem Gang vom Neubrückl bei Eichwald nördlich Teplitz-Schönau. Analyt. wie oben.

Die kurze Veröffentlichung bringt zwei neue Analysen des Quarzporphyrs von Teplitz-Schönau und eines ihn durchbrechenden Granitporphyrs, die eine erhebliche Verbesserung der bisherigen Kenntnis bedeuten, wie eine Gegenüberstellung der älteren Analysen erkennen läßt. **G. Fischer.**

H. Schumann: Über moldanubische Paraschiefer aus dem niederösterreichischen Waldviertel zwischen Gföhler Gneis und Bittescher Gneis. (Mineralog. u. Petrogr. Mitt. 40. 1929. 73—187. Mit 2 Kart., 1 Taf., 1 Analysenprojektion u. 11 Textfig.)

Vorliegende Arbeit stellt einen äußerst wertvollen Beitrag zur Kenntnis der moldanubischen Paraschiefer im Gebiete Krems a. d. Donau und Horn (Niederösterreich. Waldviertel) dar. Über die räumliche Ausdehnung und Anordnung der in dieser Arbeit beschriebenen Gesteine geben zwei übersichtliche Kartenskizzen Auskunft. Die eine hebt das wichtige Gebiet von Plank und Stiefen (in der Mitte zwischen Horn und Krems) gesondert heraus, die zweite gibt einen Überblick über das ganze Gebiet.

Das Liegende bildet überall der Bittescher Gneis, während das Hangende der Gföhler Gneis, ein Granitgneis und zwei ihm nach N vorgelagerte Orthogneismassive zusammensetzen. Die Gesteinszüge dazwischen verlaufen im allgemeinen in nordnordöstlicher Streichrichtung, etwa bis in die Gegend von Drei Eichen, dann biegen sie gegen NW um.

Bei der großen räumlichen Ausdehnung dieses Gebietes ist vor allem der Versuch gemacht worden, die kieselsäurereichen Paragesteine, wie Biotit-, Sillimanit-, Cyanit-Schiefergneise, Muscovit-Glimmerschiefer und durch Vermischung aller dieser mit saurem Orthomaterial entstandenen Migmatite zu besprechen.

So folgen unter dem Gföhler Gneis zunächst in großer Mächtigkeit bis über das Kamptal hinaus „Injektionsgneise“ mit mannigfachen Einlagerungen von Sillimanitgneisen und Pegmatiten, Apliten und granitischen Gneisen, sowie von Amphiboliten und augitführenden Schiefen. (Auf die beiden letzteren Gesteinstypen wird hierbei nicht näher eingegangen.) Über einem mehr geschlossenen Zuge lichter Orthogneise mit oft unregelmäßig steilgestellter, durchgreifender Lagerung sind die Schiefergneise lokal zu Feldspatgneisen entwickelt. Als letzte größere Einheit folgt ein grobflatschiger Glimmerschiefer, während unmittelbar über dem Bittescher Gneis eine Zone sehr wechselvoller Gesteine liegt, unter denen schiefergneis- und glimmerschieferähnliche eine große Rolle spielen und denen man sofort den Einfluß tektonischer Kräfte während ihrer Bildung ansieht. Sie sind unter dem Namen „Diaphthoritisierte Schiefer“, kurz „Diaphthorite“, zusammengefaßt.

Von den Orthogneismassiven des Westens werden der „Gföhler Gneis“, das Granulitgebiet von St. Leonhard und das Orthogneisgebiet zwischen Altenburg—Frauenhofen kurz beschrieben.

Als neuer Typus wird der in der Stadt Horn anstehende hybride Orthogneis, der „Horner Gneis“, angeführt. Es ist ein NW verlaufender, schmaler Zug, der im S mit Paraschiefern schwimmt, die er in ziemlicher Ausdehnung durchtränkt hat. Petrographisch steht er dem Gföhler Gneis sehr nahe, hat geringen Biotit-, aber großen Quarz- und Mikroklingehalt.

Die von O unter die Orthogneise einfallenden Schiefergneise sind makroskopisch nur schwer von den Orthogneisen zu trennen. Da diese Gesteine offenbar durch Eindringen von Orthomaterial in kieselsäurereiche Paraschiefer entstanden sind, werden sie unter dem gemeinsamen Namen „Injektionsgneise“ besprochen. Es handelt sich um Mischgneise, in denen bald der Ortho-, bald der Paratypus mehr hervortritt. Die Vermischung erfolgt auf verschiedene Weise. Sehr häufig findet man Arterite. Lichte, aplitisch-pegmatitische Adern durchschwärmen unregelmäßig dunkle biotitreiche Schiefer. Im östlichen Teile dieser Mischgneise ist eine Wechsellagerung von biotitreichen Lagen mit quarzfeldspatreichen häufig.

Als allgemeine Kennzeichen der behandelten Haupttypen (Injektionsgneis: Schimmelsprung, Buchberg; Zweiglimmergneis: Ober-Reith; Sillimanitgneis: Tautendorf und Stiefenbachtal) werden angeführt:

1. die namentlich im Querbruch durch die streifige Anordnung der Biotite stets deutliche Schieferigkeit;
2. die meist grobkörnige Ausbildung sowohl der lichten wie der dunklen Gemengteile;
3. das Mengenverhältnis des Biotits zu den lichten Gemengteilen, das viel höher ist als bei den Orthogneisen, geringer als bei den echten Schiefergneisen;
4. das Überwiegen von Quarz über die anderen Gemengteile (er zeigt wenig Spuren von Kataklyse);
5. die Armut an lichten Glimmern;
6. die Armut an Granat (dieser nimmt nach O hin zu);
7. das starke Vorherrschen von Plagioklas gegenüber Orthoklas.

Letzteres Merkmal stößt petrographisch auf Schwierigkeiten, denn der Gföhler Gneis, welcher für die Durchtränkung mit granitischem Magma in Frage kommt, hat vorherrschend Mikroklin und ganz zurücktretend Plagioklas. Doch wurde ganz am Rand des Gföhler Gneises bei Egelsee ein dunkelgestreifter Gneis gefunden, dessen Plagioklasgehalt gegenüber großen Mikroklinen zurücktrat. Für einen großen Teil dieser Mischgneise bleibt jedoch die Frage offen, wie es möglich ist, daß sie sich von einem Gesteinskomplex mit großer Kalivormacht ableiten lassen sollen, wenn sie selbst deutlich Natronvormacht zeigen.

Für den Zweiglimmergneis von Ober-Reith ist die Bildung des Muscovits durch pneumatolytische Zufuhr angenommen, da auch die gleichzeitige Anwesenheit von Turmalin auf ein Eindringen leichtflüchtiger Substanzen hinweist. Das Vorkommen von Sillimanit im Biotit deutet darauf hin, daß dieses Gestein einmal unter den Verhältnissen der „unteren Tiefenstufe“ gestanden hat, wobei sich Sillimanit entwickelte, der sich später zurückbildete und nur in den von der Metamorphose wenig oder gar nicht berührten Biotiten

und Quarzen erhielt. Dieser, sozusagen „rudimentär“ auftretende Sillimanit bildet gelegentlich auch einen wesentlichen Gemengteil, so daß richtige Sillimanitgneise mancherorts, namentlich in der Nähe des Gföhler Gneises, beobachtet werden: Sillimanitgneise von Tautendorf und Stiefernbachtal. Als seltene Einschlüsse im Plagioklas des letzteren Gneises treten stets rundlich gestaltete winzige Schuppen von Disthen auf. Auch in den Sillimanitsträngen wurde er beobachtet.

Gegen O klingen die Erscheinungen starker Injektion allmählich ab. In dem nun folgenden Gebiet mit vorherrschendem Paramaterial findet sich eine Reihe von kleinen Orthogneiszügen, deren Lagerung eine gewisse zonare Anordnung nicht verkennen läßt. Außerdem stehen sie in interessanter Wechselbeziehung zu den Schiefergneisen. Gemeinsam in allen diesen Gesteinen ist das gang- bis linsenförmige Auftreten, der Reichtum an Quarz und Kalifeldspat bei zurücktretendem Glimmer- und Plagioklasgehalt. Es handelt sich um die Syenit- und Granitgneise von Krems, Galgenberg, Rehberg, Thürnenstift und Ober-Plank, die Augengneise von Rehberg, Galgenberg, von der Mittelberger Straße, vom Loishachtal und Loisherg u. a., welche bereits von C. BACON (dies. Jb. 1929. II. 43) genauer beschrieben wurden. — Vom Verf. werden neu angeführt der Aplitgneis Tetenhengst, Meiersch und Drei Eichen.

Eine scharfe Grenze zwischen diesen Aplit- und Granitgneisen kann man nicht aufstellen. Bemerkenswert ist es, wie verhältnismäßig geringe Unterschiede im Mineralbestand sich im spez. Gew. ausdrücken. Die Aufnahme von aplitischem Material durch einen Paragneis wirkt auf das spez. Gew. erniedrigend.

1. Aplitgneis, rein (Meiersch); Biotit, Granat akzessorisch . . . 2,648
2. Aplitgneis, hybrid (Altenhof); Biotit, reichl. Plagioklas . . . 2,667
3. Schiefergneis, aplitisch injiziert (Meiersch), viel Biotit . . . 2,685
4. Schiefergneis, rein (Zitternberg); noch mehr Biotit 2,736

Die „reinen Schiefergneise“ nun, welche das Hangende obiger Orthogneiszüge bilden, unterscheiden sich von den reinen „Injektionsgneisen“ äußerlich durch die dunklere Farbe, das feinere Korn und die größere Gleichmäßigkeit. Zahllose Einlagerungen von Quarziten, Graphitquarziten, Marmoren, augit- und amphibolhaltigen Schiefen sind bezeichnend für diesen Paragneiskomplex, bleiben aber in vorliegender Untersuchung unberücksichtigt. Genauer beschrieben wird der Schiefergneis des Kremstales von Zitternberg und die im unmittelbaren Hangenden der Orthogneiszüge stellenweise eigentümlich veränderten Plagioklas-Knotengneise. Die im Handstück hervortretenden „Knoten“ erweisen sich als regellose Gruppen von vorherrschendem Plagioklas mit wenig Quarz, der teils zwischen den Plagioklasen liegt, teils sie poikilitisch durchbricht. Der Anorthitgehalt ist im Mittel 23—28 %. Merkwürdig ist die öfter beobachtete inverse Zonenfolge bei den Plagioklasen, nämlich daß eine basische Hülle um einen saueren Kern liegt. Bei Thürnenstift finden sich beide Zonenfolgen nebeneinander. Bezüglich der Stoffzufuhr durch Injektion erhebt sich auch hier die gleiche Schwierig-

keit wie bei den früher behandelten Injektionsgneisen, daß nämlich das granitische Ausgangsmaterial vornehmlich Kalifeldspat besitzt.

Gesteine von größerem Tonerde- und Kaligehalt sind im Stranitzberger Disthengneis vertreten, in welchem bis etwa $\frac{1}{2}$ cm lange Disthenstengel z. T. in parallelfaseriger, z. T. in reinfaseriger Lage anzutreffen sind. Am gleichen Fundort und weiter im N im „Sandenbach“ auch Sillimanitgneis. Der Sillimanit verrät sich namentlich auf Bruchflächen durch den eigentlichen Seidenglanz.

Auch im Liegenden der erwähnten Orthogneiszüge kann man die Veränderung durch Injektion beobachten, doch ist das allgemeine Gepräge ein anderes. Die Augen treten als weit größere, 1—2 cm große Linsen aus dem dunklen, oft muscovithaltigen Grundgewebe heraus. In diese Gruppe wird der Feldspat-Glimmerschiefer und der Feldspat-Amphibolgneis von Altenhof gezählt.

Daß nicht nur Stoffzufuhr durch Injektion, sondern auch eine weitgehende, differentielle Druckbewegung bei der Entstehung der Augen eine Rolle spielte, wird vom Verf. am Schiefergneis von Mittelberg unter Beigabe mehrerer augenfälliger Skizzen demonstriert. Aplitische Lagen lassen die Wirkung einer starken Druckbewegung erkennen, wobei die gewaltsame Einordnung diskordant hindurchsetzender Aplitbänder in der Richtung der Schubkräfte zu deren Verzerrung und schließlich vollständigen Zerlegung in kleinere, relativ weit voneinander getrennte Einzelteile führen kann. — Diese Vorgänge sind für die geschilderten Paragneise von großem Interesse, weil durch sie die Knotengneise auf mechanischem Wege eine Erklärung finden.

Auch hier herrscht im sauren Ausgangsmaterial Kalifeldspat, im injizierten Paramaterial und in den aplitischen Adern Kalk-Natronfeldspat vor. — Zur Erklärung dieser Erscheinung stützt sich Verf. auf die Arbeiten von N. SUNDIUS (Sver. geol. Undersökning, Stockholm 1926. Ser. C. Nr. 336), nach welchen die Apliten noch nicht die letzte Phase der Abspaltung sein müssen, sondern daß noch ein „splitting up of the alkalies of aplitic magmas and the generation from a common aplitic of two rocks containing different kinds of alkalies“ ihre weitere Fortsetzung sein kann. Von dem „parent granitic magma“ zweigen „rocks of different alkali characters, extremely plagioclase-rich rocks on the one hand and orthoclase-rich members on the other“ ab. — Beide Aplitarten sind auch im untersuchten Gebiet zu finden und man kann daher nach obigen Darlegungen alle Apliten als zum Gföhler Gneis gehörige Differentiationsprodukte ansehen. — Auf diese Weise ist es auch möglich, die bedeutende Menge der Injektionsgneise im Liegenden des Gföhler Gneises genetisch zusammenzufassen!

In der „Hauptglimmerschieferzone“, welche sich nach O anschließt, lassen sich folgende Abarten unterscheiden:

1. Grobflatschiger, sehr muscovitreicher Glimmerschiefer. Führt immer Granat, Stauroolith und Turmalin.
2. Grobflatschiger, muscovitärmerer, biotitreicherer Glimmerschiefer. Führt meist Granat, auch Turmalin.

3. Grobschuppiger, muscovitärmerer, meist heller Glimmerschiefer. Führt oft sehr viel große Granaten; häufig reich an Disthen.

4. Schuppiger, muscovitreicherer, plagioklasreicherer Glimmerschiefer. Deutlich aplitisch-pegmatitisch injiziert.

5. Stark phyllitischer, aber muscovitärmerer, biotitreicherer Glimmerschiefer. Sehr feinkörnig. Oft ohne Granat.

Der zuerst genannte Typ ist zu den „Diaphthoriten“ gestellt, während die ersten vier sich am Aufbau der „Glimmerschieferzone“ beteiligen. Darunter ist ein schmaler Zug hochkristalliner, wenig von Diaphthorese ergriffener Glimmerschiefer bezeichnet, der häufig auftauchend und gut aufgeschlossen besonders im südlichen Aufnahmegebiet (Krems bis Fernitz) festgestellt wurde. Die nördliche Glimmerschieferzone des Horner Beckens weist gegenüber der südlichen Zone größere Unterschiede auf, da sie durch weitgehende zonare Injektion beeinflusst erscheint. Als gemeinsame Tatsache ist festzuhalten, daß im Liegenden der Gneise quarz- und muscovitreiche, hingegen feldspatarme Schiefer mit tonerdereichen Übergemengteilen auftreten.

Zur Deutung der Glimmerschiefer sind zwei Wege möglich. Der eine führt sie auf aus den Schiefergneisen entstandene Tektonite zurück, der andere verlegt die Unterschiede zwischen diesen beiden Gesteinen in das sedimentäre Ausgangsmaterial zurück. Neben dem geologischen Gesamteindruck sind es vor allem petrographische Gründe, welche den Verf. die letztere Meinung vertreten lassen.

Zwischen den eigentlichen Glimmerschiefern und dem Bittescher Gneis ist noch eine mehr oder minder breite Zone sehr verschiedenartiger Gesteine, wie Amphibolite, Marmore, Augengneise, seltsam zerknietete Arterite, Schiefergneise und Glimmerschiefer eingeschaltet.

Sieht man von den Marmoren und Amphiboliten ab, so ist das gemeinsame Merkmal dieser Gesteinszone die geringe Korngröße der Gemengteile. Das häufigere Auftreten von Chlorit und eine größere Verbreitung von Carbonaten sind gleichfalls eine Eigenart dieser Zone. All dies, sowie die Beobachtung der kataklastischen Erscheinungen hat dazu geführt, diese schnell verwitternden Gesteine als „Diaphthorite“ zu bezeichnen. Größtenteils sind es keine echten Diaphthorite, sondern nur mehr oder minder „diaphthoritische Schiefer“, denn meist sind die neugebildeten Mineralien (Muscovit, Erz, Chlorit, Calcit) gegenüber den älteren, namentlich Biotit, durchaus in der Minderheit. Jedenfalls unterscheiden sich diese Gesteine deutlich von den übrigen Paraschiefern des Moldanubicums und ihr Charakter nähert sich offenbar dem der moravischen Schiefer.

Von den Gesteinen, die dieses Gebiet in der Hauptsache zusammensetzen — wenn man von den Amphiboliten absieht — treten deutlich drei Gruppen hervor.

1. Die granitischen Gneise (Quarz, Kalifeldspat, Biotit), mittleres spez. Gew. 2,64
2. Die Schiefergneise (Quarz, Kalk-Natron-Feldspat, Biotit, akzessorischer Granat, Disthen, Sillimanit), mittleres spez. Gew. . . . 2,74

3. Die Glimmerschiefer (Quarz, Muscovit, Biotit, Granat, Disthen, Staurolith), mittleres spez. Gew. 2,84

Drei typische Paraschiefer wurden zum Zweck der quantitativen Erfassung des Mineralbestandes analysiert. Auf Grund der chemischen Analyse berechnete Volumprocente der Mineralien sind auf beigefügten Tabellen ersichtlich.

Die analysierten Gesteine sind:

- I. Sillimanitgneis von Tautendorf.
 II. Feldspat-Glimmerschiefer von Altenhof.
 III. Feldspat-Amphibolgneis von Altenhof.

	I.	II.	III.
SiO ₂	73,88	67,50	54,31
TiO ₂	1,01	0,86	0,51
Al ₂ O ₃	11,52	15,74	16,79
Fe ₂ O ₃	0,76	0,23	2,42
FeO	3,77	4,57	6,10
MnO	0,19	0,17	0,08
MgO	1,71	1,66	4,95
CaO	1,63	0,70	6,93
BaO	0,10	0,04	0,11
Na ₂ O	1,50	1,30	3,13
K ₂ O	3,12	4,06	2,94
H ₂ O	0,53	1,95	0,96
P ₂ O ₅	0,05	0,07	0,41
CO ₂	0,12	0,12	0,36
Summe	99,89	S 0,02	0,10
		98,99	100,10
Spez. Gew.	2,741	2,793	2,840

In der NIGGLI-BECKE'schen Projektion (dies. Jb. 1929. II. 105) umschließen die hier angeführten Paraschiefer ein Feld, das in das Hauptverbreitungsgebiet der Tone fällt. Nur haben die unveränderten Tone im Durchschnitt einen niedrigeren Alkaligehalt. So hohe Alkalizahlen wie die Orthogneise erreichen aber auch die „metamorphen Tone“ nicht. Sie liegen daher im Kreuzriß in einem tieferen Horizont und sondern sich deutlich von jenen ab.

Bezüglich der Altersfolge läßt sich nur der Schluß ziehen, daß die jetzigen Paraschiefer und Amphibolite in irgendeiner Form schon vor der Intrusion des Gföhler Gneises und der Injektion, die zusammen einen geologischen Vorgang bilden, vorhanden waren. Was die Art der Metamorphose anbelangt, so ist aus dem Mineralgehalt geschlossen, daß man von W nach O wandernd, aus der unteren allmählich in die obere Tiefenstufe steigt.

Vorliegende Arbeit bildet für das Moldanubicum und auch für die moravische Zone Niederösterreichs einen äußerst beachtenswerten Beitrag. In klarer, übersichtlicher Darstellung ist nicht nur eine Beschreibung der schwieri-

gen Gesteinsassoziationen gegeben, sondern stets ist auf genetische Fragen Bezug genommen und natürliche Zusammenhänge sind berücksichtigt.

Chudoba.

Fr. Fiala: Die petrographischen Verhältnisse des Kreideuntergrundes in der südöstlichen Umgebung von Proseč. (Věstník král. čes. spol. nauk. Kl. II. 1928. Sep. 1—87. 1 Kartenskizze, 17 Fig. auf 3 Taf. Čechisch, französisches Resumé, Praha. 1928.

In dieser sorgfältigen Arbeit wird über die petrographischen und geologischen Verhältnisse des Kreideuntergrundes in der südöstlichen Umgebung von Proseč (Kartenblatt Vysoké Mýto-Litomyšl) in Ostböhmen berichtet, welcher durch tiefgreifende Erosion entblößt wurde. Es handelt sich um ein altes, gegen N und NO geneigtes Peneplain, welches durch verschiedene Eruptivgesteine und kristalline Schiefer gebaut wird. Ihre Verbreitung wird durch eine geolog. Kartenskizze erläutert. Es tritt in dem studierten Gebiet ein Quarzdioritmassiv auf, dessen petrographische Charakteristik in einzelnen Partien näher beschrieben wird. Neben dem vorwaltenden Quarzdiorit, welcher aus Plagioklas, Quarz, Biotit, Amphibol, Orthoklas (selten) und akzessorischem Pyrrhotin, Apatit, Zirkon, Titanit und Epidot-Orthit besteht und sehr oft proteroblastische Struktur (WEBER) zeigt, ist eine biotitreiche Grenzfazies entwickelt, welche ebenfalls genauer untersucht wurde. In einer Tabelle werden Mengenverhältnisse von Plagioklas, Quarz und dunklen Gemengteilen aus verschiedenen Teilen des Massivs mitgeteilt. Ein typisches Muster von Budislav-Kamenné Sedliště, bestehend aus 50 % Plagioklas, 30 % Quarz, 20 % dunkler Gemengteile, wurde durch V. VESELÝ mit folgendem Ergebnis analysiert: SiO_2 63,38 %, TiO_2 0,40 %, ZrO_2 0,02 %, Al_2O_3 16,11 %, Cr_2O_3 —, Fe_2O_3 0,86 %, FeO 4,42 %, MnO 0,12 %, CaO 4,70 %, BaO 0,03 %, MgO 3,30 %, K_2O 2,77 %, Na_2O 2,69 %, H_2O (+ 105°) 0,52 %, H_2O (— 105°) 0,16 %, P_2O_5 0,59 %, S 0,09 %, Cl 0,02 %, CO_2 —, $\Sigma = 100,18$ %. Die Analyse wird nach OSANN und NIGGLI diskutiert und auf große Verwandtschaft des Gesteines mit Quarzdiorit von Bohutín und besonders mit dem Tonalit vom Riesenferner auch in mineralogischer und struktureller Hinsicht hingewiesen. Es folgt die Beschreibung verschiedener Einschlüsse der sedimentären Gesteine und kristallinen Schiefer, welche an manchen Stellen des Quarzdiorites anzutreffen sind, sowie ihrer Metamorphose. Es sind verschiedene Erlanfelse und Gneise, an denen man oft schöne Beispiele der Assimilation sowie Stoffaustausch beobachten kann; einige dieser Fälle werden näher erwähnt und durch Photographien anschaulich gemacht. Im weiteren werden größere Schollen der Ortho- und Paragneise geschildert, welche aus dem Dach des Massivs erhalten geblieben sind, und interessante Beobachtungen über das Auftreten von Sillimanit als Kontaktmineral veröffentlicht. Dann wird die mikroskopische Physiographie des amphibolischen Gabbrodiorits von BUDISLAV mitgeteilt, welcher außerdem an zwei anderen Stellen in Form kleiner Stöcke festgestellt wurde. Das Gestein be-

steht aus Amphibol, Plagioklasen, Biotit, Apatit, Quarz, Orthoklas, Pyrrhotin, Ilmenit, Zirkon, Titanit, sekundär gebildetem Chlorit, Calcit und Glimmermineralen. In ihrer Beschreibung soll besonders auf Angaben über pleochroitische Höfe sowie über Pseudopleochroismus der Apatite aufmerksam gemacht werden. Die Analyse, ausgeführt von V. VESELY, ergab: SiO_2 50,07 %, TiO_2 0,61 %, ZrO_2 0,01 %, Al_2O_3 17,66 %, Cr_2O_3 Spuren, Fe_2O_3 0,33 %, FeO 6,32 %, MnO 0,14 %, CaO 11,78 %, BaO 0,02 %, MgO 8,65 %, K_2O 0,93 %, Na_2O 1,96 %, H_2O chem. geb. 0,98 %, H_2O (-105°) 0,20 %, P_2O_5 0,24 %, S 0,22 %, Cl 0,02 %, CO_2 —, Σ 100,14 %. Die Analyse wird nach der Methode von OSANN und NIGGLI diskutiert und auf nahe chemische Beziehung zum aug. Norit vom Radautal (Harz) aufmerksam gemacht. Biotit-Turmalinpegmatite, deren Minerale bereits durch Ref. kurz beschrieben worden sind (vgl. d. J. 1928. I. 47.), werden in petrographischer Hinsicht näher untersucht und besonders schöne Beispiele der Biotitisierung des Gabbrodiors auf dem Kontakte mit den Pegmatiten erwähnt. Als drittes wichtiges Eruptivgestein treten in dem studierten Gebiet in zahlreichen Gängen und auch kleineren Massiven Zweiglimmergranite auf, welche als Bestandteile Biotit, Muscovit, Orthoklas, saure Plagioklase, Quarz, Apatit, Zirkon, Hämatit, Ilmenit, ferner Kaolin, Sericit, Pennin, Titanit und Limonit als sekundäre Bildungen zeigen.

In einem selbständigen Kapitel werden die petrographischen Verhältnisse des Kreideuntergrundes geschildert, welcher durch ein tief eingeschnittenes Tal und gleichzeitig großen Steinbruch bei Rouduá der Beobachtung zugänglich ist. Neben Eruptivgesteinen (Granodiorit, Granitit, Aplite) sind es besonders verschiedene Hornfelse (Skapolithhornfels, Erlane, Quarz-Biotit Hornfelse etc.), welche Material zu einer Reihe interessanter Beobachtungen über ihre Entstehungsgeschichte gegeben haben. Anhangsweise werden die Vegetationsverhältnisse des Gebietes kurz erwähnt, welche ganz ausgeprägten Zusammenhang mit der petrographischen Beschaffenheit des Substrats erkennen lassen.

F. Ulrich.

R. Kettner und Fr. Slavik: Neues Profil im Algonkium und Cambrium von Tejšovice. (Rezpravy II. Kl. Čes. Akad. 38. Nr. 10. Sep. 1—28. 4 Taf. Čechisch französische Zusammenfassung. Praha 1929.)

Die Arbeit bringt weitere Beiträge zur Geologie und Petrographie der bekannten Gegend von Zentral-Böhmen, welche die Verf. gelegentlich des Straßenbaues von Křivoklát nach Tejšovice an den neuen Aufschlüssen gesammelt haben. Im geologischen Teile wird zuerst ausführlich der diskordante Kontakt zwischen Algonkium und Cambrium beschrieben, welcher jetzt besonders günstig zugänglich ist, ferner ihre Stratigraphie und Tektonik. Aus dem Algonkium, welches neben Schiefen und Grauwacken mächtige Spilitergüsse (Pillow-lavas) führt, werden auch Konglomerate beschrieben und ihr Auftreten im Liegenden der Spilite durch tektonische Stö-

rungen erklärt. Durch neue Aufschlüsse wird auch die seinerzeit durch KETNER gegebene Stratigraphie des Cambriums von Tejšovice korrigiert (vgl. Geol. Rundschau XV. S. 76 u. f.) in dem Sinne, daß die Vosnicker Konglomerate ($c\beta_3'$) keine selbständige Stufe darstellen, sondern nur als lokale Fazies der *Paradoxides*-Schiefer ($c\beta_2'$) im nördlichsten Teile des Cambriums von Skreje und Tejšovice aufzufassen sind. Auch der Kontakt des Křivoklát-Rokycaner Porphyritzuges ist auf der Straße aufgeschlossen und vier verschiedene Ströme werden beschrieben. Bezüglich aller Einzelheiten sei auf das Original verwiesen.

Im petrographischen Teile gibt SLAVÍK kurze Charakteristik der vier wichtigsten Gesteinstypen, soweit die neuen Aufschlüsse etwas Bemerkenswertes bieten. Es handelt sich um 1. algonkische Grauwacken (mit Konglomerat), 2. algonkische Spilitite, welche hier als Pillow-lavas und glasige Breccien entwickelt sind, 3. obercambrische Felsophyrite und 4. jüngere Ganggesteine Spessartit resp. Odinit und Melaphyr. Das mikroskopische Studium der Konglomerate bringt weiteren Beweis des algonkischen Alters der Spilitformation, weil darin unzweifelhafte Spilitite als Geschiebe konstatiert wurden. Besonders ausführlich werden die Spilitite beschrieben, welche ziemlich starke Differentiationserscheinungen zeigen. Im Anschluß darauf werden einige neuere Arbeiten über die Pillow-lavas diskutiert und die charakteristischen Züge der algonkischen Spilitformation von Mittelböhmen erörtert. Im Kapitel, welches den obercambrischen Felsophyriten gewidmet ist, wird neben der mikroskopischen Beschreibung auch eine neue Analyse aus dem dritten Strome (ausgeführt von AL. ORLOV) veröffentlicht, welche ergab:

SiO₂ 50,50 %, TiO₂ 0,08 %, Al₂O₃ 19,91 %, Fe₂O₃ 4,29 %, FeO 4,42 %, MnO 0,18 %, MgO 2,55 %, CaO 9,71 %, Na₂O 2,79 %, K₂O 0,47 %, P₂O₅ 0,15 %, CO₂ 2,15 %, H₂O (+ 105°) 2,47 %, H₂O (— 105°) 0,29 %, Σ 99,96 %.

Sie wird näher diskutiert und mit den früher bekannt gewordenen Analysen verglichen. Die Ganggesteine sind bereits durch frühere Veröffentlichungen näher beschrieben und ihre Untersuchung hat daher nichts Bemerkenswertes gebracht.

Fr. Ulrich.

A. Ginejko-Savická: Über den Granitporphyr, Amphibolgesteine und Quarzgänge aus der Umgebung von Pelhřimov. (Publications de la Faculté des Sciences de l'Université Charles. No. 83. Sep. p. 1—32. 2 Taf. Čechisch franz. Resumé. Praha 1928.)

Die Arbeit bringt die mikroskopische Charakteristik einiger Gesteine aus dem Gebiete des böhmisch-mährischen Hügellandes in der Umgebung von Pelhřimov (Ostböhmen). Es handelt sich erstens um massig dichte, gelblichweiße Lagergänge, welche im Gebiete der Stärkefabrik an folgenden Lokalitäten auftreten: die Bergabhänge bei der Stärkefabrik in Pelhřimov, bei Vokov, bei Rynárec, Počátky, bei der Kapelle der hl. Anna u. a. a. O. Aus dem benachbarten Gebiete von Německý Brod (Deutsch-Brod) sind sie teilweise von K. HINTERLECHNER beschrieben worden; derselbe nennt sie zwar auch Granitporphyre, macht aber auf ihre

große Verwandtschaft mit dem Quarzporphyr aufmerksam, welche auch aus der Beschreibung der Verfasserin zu erkennen ist. Als Einsprenglinge werden Feldspäte (Albit, Orthoklas und Mikroklin, alle mit Quarz orientiert verwachsen), ferner Quarz, Glimmer (Biotit und seltener Muscovit), auch Apatit, aus der Grundmasse granophyrische Feldspat-Quarz-Verwachsungen erwähnt und verschiedene strukturelle Einzelheiten ausführlich beschrieben. Nachträglich haben die studierten Gesteine eine starke pneumatolytisch-hydrothermale Umwandlung erlitten, welche sich durch Verquarzung, Sericitisierung, Neubildung von Zoisit-Epidot sowie reichlichen Fluorit unter den Bestandteilen der Grundmasse kundgibt. Cordierit-Pseudomorphosen, welche in einigen Handstücken konstatiert wurden, dürften den umgebenden Cordierit-Gneisen ursprünglich angehört haben. Es wird auch ein Kontakt des Granitporphyrs mit dem Cordieritgneis weit und breit geschildert und dabei besonders auf die reichliche Neubildung von Mikroklin und Myrmekit aufmerksam gemacht [einige Ausführungen dieses Kapitels über den Prozeß der Metamorphose scheinen dem Ref. sehr fraglich]. Es folgt die Beschreibung des jüngeren Granits und der Amphibolgesteine, welche nach ihrem Mineralbestande zu den Par-amphiboliten (Anthophyllit und Prehnit neu konstatiert) gehören. Weiter wird ein Mischgestein, bestehend aus Quarz, saueren Feldspäten, Muscovit, Zoisit, Apatit, Andalusit, Sillimanit, Turmalin und Biotit resp. Chlorit als Erlanfels! aus dem Steinbruch bei Služátka-Kojčice erwähnt.

Die Granitporphyrgänge gehen wahrscheinlich in Quarzgänge über. Dieselben wurden in den Steinbrüchen bei dem Hofe Pavlov (noch magmatisch), ferner bei Chválov (eher hydrothermal) konstatiert. Neben dem Hauptmineral mit brecciöser Struktur werden reichlicher Fluorit, spärliche Feldspäte, Biotit, Muscovit, Pyrit, Galenit, Limonit, Zirkon, Epidot-Zoisit, Kaolin, Chalcedon und Opal, Hämatit, Apatit und Disthen als Bestandteile aufgezählt und auch das Nebengestein (Paragneis mit Disthen, Granat, Spinell, Biotit, Muscovit, Apatit, Quarz und Feldspäten) kurz charakterisiert. Während alle bis jetzt erwähnten Ganggesteine als Abkömmlinge des jüngeren Granites in dieser Gegend (nach Kratochvíl) aufgefaßt werden, gehören die zuletzt beschriebenen Turmalinfelse von Voleňná, Chválov, Vlášenice, Čakovice u. a. O. genetisch zum älteren Granite und führen neben dem Turmalin auch Quarz, Kalifeldspat, Sericit, Titanit und Granat.

Fr. Ulrich.

Fr. Ulrich: Über granophyrische Verwachsungen von Quarz und Feldspat in saueren Eruptivgesteinen besonders von der Euler Zone und von Island. (Sep. aus „Věstník VI. sjezdu čsl. přírodovědců, lékařů a inženýrů v Praze r. 1928“. III. Teil. 1. Prag 1929.)

Bei dem Studium der Gesteine der „Euler Zone“ (Jílovské pásmo) in Mittelböhmen hat Verf. in einem Quarzporphyrit westlich von Svato-václavské lázně (St. Wenzels Bad) bei Jílové (Eule) unter den

primären Einsprenglingen zahlreiche poikilitische, granophyrische und mikropegmatitische Verwachsungen von Quarz und triklinem Feldspat neben einfachen Individuen dieser Minerale beobachtet. Nachdem die erwähnten Strukturen als charakteristisches Merkmal eines Eutekticums angesehen werden, von dem aber in diesem Falle keine Rede sein kann, wurde die Sache weiter verfolgt und von H. LEONHARD HAWKES in London ein Quarzporphyr aus dem gemischten Gange bei Sandfell u. a. O. von östl. Island erworben, an denen ähnlicher Befund konstatiert wurde (Feldspat-Orthoklas). Die chemische Zusammensetzung beider Gesteine wurde durch Analysen des Herrn Dr. V. VESELY ermittelt, wie folgt:

I. Euler Zone: SiO_2 72,26, TiO_2 0,26, ZrO_2 —, Al_2O_3 12,53, Fe_2O_3 2,24, Cr_2O_3 —, FeO 2,60, MnO 0,10, CaO 1,15, BaO 0,03, MgO 1,22, K_2O 1,51, Na_2O 4,25, H_2O (+ 110°) 1,44, H_2O (— 110°) 0,12, P_2O_5 0,15, S —, Cl Spuren, CO_2 0,29.

II. Island: SiO_2 77,00, TiO_2 0,11, ZrO_2 —, Al_2O_3 12,82, Fe_2O_3 0,47, Cr_2O_3 —, FeO 0,95, MnO Sp., CaO 0,44, K_2O 4,01, Na_2O 3,42, H_2O (+ 110°) 0,33, H_2O (— 110°) 0,28, S 0,02, Cl Sp., P_2O_5 0,28, CO_2 —.

Nachdem weiter granophyrische Verwachsungen nicht nur von Quarz und Feldspat, sondern auch von Schörl und Quarz, Schörl und Feldspat, Muscovit und Quarz, Granat und Quarz in Pegmatitgängen von Budislav bei Litomyšl (Ostböhmen) beobachtet wurden und so die bereits existierenden Angaben der Literatur (E. S. BASTIN, LACROIX, BYGDÉN, P. GEIJER u. a.) bestätigt, wird gefolgert, daß die erwähnten Strukturen kein charakteristisches Merkmal der eutektischen Mischungen sind, wie es besonders TEALL und J. H. L. VOGT behaupten, sondern daß dieselben als Folge spezieller genetischer Bedingungen (H_2O -Gehalt, Druck und Temperatur) zu deuten sind — eine Auffassung, zu der neuestens auch T. BARTH bezüglich der norwegischen Pegmatite gelangt ist.

Fr. Ulrich.

O. Pacák: Basalte von Jeseník (Gesenke) und den angrenzenden Gebieten. (Věstník král. čes. spol. nauk Kl. II. Jahrg. 1928. Sep. S. 1—172. 1 Karte. 3 Taf. 8 Textfig. Čechisch. Franz. Resumé. Praha 1928.)

Die Arbeit beginnt mit der Aufzählung der bisher publizierten Literatur (nicht vollständig, es fehlt z. B. eine Publikation von JÜTTNER, vgl. dies. Jb. 1910. I. 223, die Veröffentlichungen von MARX, MEISSNER u. a.) und kurzer Übersicht der damit bekannten geologischen und petrographischen Daten. Im folgenden werden weit und breit einzelne der studierten Vorkommen hauptsächlich vom mikroskopischen Standpunkte beschrieben und einzelne geologische Beobachtungen beigelegt. Die französische Zusammenfassung ist kürzer gefaßt, es existieren allerdings nicht unbedeutende Differenzen in seinen Angaben gegenüber dem čechischen Text (besonders in der Deutung der Natur des Calcits in einigen Ganggesteinen). Als wichtige neue Daten seien angeführt:

Mineralogische Zusammensetzung. Als Gesteinsgemengteile wurden folgende Minerale identifiziert:

Olivin in üblicher Entwicklung mit (110) (010) (021) zeigt neben der Umwandlung in Serpentin und Villarsit besonders oft die Metamorphose in Iddingsit. Im Vergleich mit Olivin zeigen die Iddingsitpseudomorphosen abweichende optische Orientierung, nämlich $a = \alpha$, $b = \beta$, $c = \gamma$, optisch negativ, mit stark wechselndem V (bei $\beta = 1,640$ fast einachsrig), $\rho < v$.

Pyroxene sind durch zonar gebauten Titanaugit, Enstatit-Bronzit, Ägirin und Ägirinaugit, endlich durch unvollständig charakterisierten Chromdiopsid ($\gamma = 1,700$, \perp dazu $1,685$, $c : \gamma = 38^\circ$) vertreten.

Braune Hornblende und Biotit sind nur akzessorisch vorhanden. Plagioklase sind mit allen Gliedern vom Albit bis zum Labrador-Bytownit auf verschiedenen Lokalitäten anwesend. Nephelin enthält auch Beimischung des Kaliophilitmoleküls und Anorthitmoleküls, seine Lichtbrechung und andere optische Eigenschaften wechseln ziemlich stark, n beträgt $1,528-1,540$, $\varepsilon-\omega$ ca. $0,003$. In einigen Ganggesteinen wurden auch Hauyn ($n \geq 1,505$) und Melilith mit Pflöckstruktur und sekundärer Umwandlung in ein faseriges serpentininähnliches Mineral mit $N = 1,507$, $n = 1,500$ beobachtet. Zeolithe (Analcim mit $n = 1,485-1,490$, Harmotom und Phillipsit) sind besonders reichlich in Gesteinen aus dem Grubenrevier von Moravská Ostrava (Mährisch-Ostrau) vertreten. Aus dem Basalt von Otice wird Phillipsit in Zwillingskristallen III. Ordnung beschrieben, welche optisch positiven Charakter, $2E = 60^\circ$ ca., $\gamma = 1,500$, $a = 1,498$ und folgende optische Orientierung besitzen: $b = \beta$, $a : \gamma = 10 \pm 1^\circ$. In dem pikritischen Gestein aus der Grube Heinrich (Jindřich) in Moravská Ostrava wurden stark verzwilligte Kristalle eines zeolithischen Minerals beobachtet, welche ebenfalls zum Phillipsit gerechnet werden, trotzdem sie kein Ca enthalten und auch optisch erheblich abweichen. Achsenebene \perp auf (010), $a : \beta = 20^\circ$, $b = \gamma$, Lichtbrechung $\geq 1,480$. Für Harmotom wird die Lichtbrechung $1,505-1,510$ angegeben. Glasige Substanz wurde in der Grundmasse mehrerer Basalte [von Bieskau bei Deutsch-Neukirchen am reichlichsten mit $n = 1,540$, von Klein-Raudenberg (Malý Roudný) mit $n = 1,508$, von Groß-Raudenberg (Velký Roudný) $n = 1,504$] konstatiert. Erze sind durch Magnetit, Titanomagnetit, Pyrit, Picotit und Chromit repräsentiert; als weitere primäre Akzessorien wurden Perowskit und Apatit festgestellt. Calcit wird besonders im tschechischen Text mancherorts als allothigen primärer Bestandteil erklärt, im französischen Resumé dagegen wird auf große Rolle metasomatischer Prozesse in der hydrothermalen Periode hingewiesen und auch keine einzige Abbildung des vermutlichen primären Kalkspates gegeben, so daß man auch diesen Calcit als sekundär betrachten kann und muß, wie Ref. an anderem Orte noch ausführlich darlegen wird. Von anderen Carbonaten wird Aragonit aus dem Basalt

von Frýdlant, Otice, Albrechtice, Koberžice und Bieskau, Dolomit resp. Ankerit von Frýdlant und Přívov erwähnt. Außer den bereits erwähnten Zeolithen wurden Delessit, Baryt, Cimolit, Opal und Quarz als sekundäre resp. allothigene Minerale festgestellt, Spinell, Ägirin und Cordierit als Produkte der Kontaktmetamorphose im Basalt von Groergarten.

Die untersuchten Gesteine gehören nach dem Verf. folgenden Gruppen an:

I. Plagioklasbasalte: „Červený kopec“ oder „Zlatá Lípa (Goldene Linde) bei Gundersdorf, Křestanovaice, Groß-Raudenberg (Velký Roudný), Klein-Raudenberg (Malý Roudný), Venusberg (Venušina sopka) bei Freudenthal, Groergarten bei Frýdlant, Bieskau bei Deutsch-Neukirchen, Leuthen bei Krautenwalde. [Die Tatsache, daß an manchen dieser Lokalitäten gleichzeitig Nephelinbasalte beobachtet wurden und von anderen wieder Ägirin resp. Ägirinaugit als Reaktionsprodukte des Magmas mit allothigenen Quarzkörnern beschrieben werden, zeigt deutlich darauf, daß es sich um Differentiationsprodukte eines „atlantischen“ Magmas handelt mit lokaler Anhäufung von Plagioklas. Leider findet man (bis auf wenige Ausnahmen) keine Angaben der quantitativen mineralogischen Zusammensetzung der studierten Gesteine und auch keine neuen chemischen Analysen, welche nur in Aussicht gestellt sind. Anm. d. Ref.]

II. Nephelinbasalte. Hierher gehören: Hůrka bei Štreplovice, Kamenná hůrka bei Otice, Budišovice, Bieskau, Jaklovec, Františkov und Grube Wilczek bei Moravská Ostrava, Groß-Raudenberg (Steinbruch d. H. Nagel), Köhlerberg (Uhlířská sopka) bei Freudenthal (Bruntál).

III. Nephelinbasanite. Chomýž (anstehend) und als Gerölle des Flusses Zlatá Opavice, Loučka, Koberžice, Volárna (Ochsenstall), Uhlířská sopka, Landeck-Valdek.

IV. Melilith-Haun-Nephelinbasalt wird von Pohoř und Albrechtice beschrieben.

V. Aus dem Grubenrevier von Moravská Ostrava sind von mehreren Gruben (Franz in Přívov, Terezie in Slezská Ostrava, Heinrich in Mährisch-Ostrau) Ganggesteine im Carbon bekannt, welche gewöhnlich als Basalte in der Literatur bezeichnet werden. Nach den Untersuchungen des Verf.'s entsprechen sie viel mehr in ihrer Zusammensetzung und Struktur den Teschenit-Pikriten als den Basalten des Gesenkes.

Es folgt eine kurze Diskussion betreffend die Klassifikation der studierten Gesteine durch frühere Autoren (MAKOWSKY, JAHN, GÄRTNER, SCHARIZER, KLVAŇA etc.) und der eigenen Beobachtungen des Verf.'s, weiter werden die Erscheinungen der Kontaktmetamorphose behandelt und besonders ausführlich die Ansichten verschiedener Autoren (ROEMER, HOHENEGGER, KITTL, TIETZE, JAHN etc.) bezüglich des Alters der basaltischen Eruptionen im Gesenke erörtert, ohne jedoch die endgültige Lösung der Frage zu bringen. In einem selbständigen Kapitel wird (hauptsächlich in Anlehnung an die Abhandlung von WILSCHOWITZ) über die Beziehungen zwischen den Basalt-

eruptionen und der Tektonik des Untergrundes berichtet und die Bedeutung der Gesteine für die Praxis (als Schottermaterial) geschildert. Hier findet man einige neue Angaben über technisch wichtige Eigenschaften einiger Basalte vom Gesenke nach den Untersuchungen von K. ŠPAČEK und eine Auseinandersetzung über die Ursachen des Sonnenbrenners, welche aber wenig Neues im Vergleich mit der Publikation von HIBSCH darbietet. Eine Kartenskizze der studierten Vorkommen und 6 Tafeln mit Mega- und Mikrographien schließen die Abhandlung.

Fr. Ulrich.

Fr. Ulrich: Über einige Eruptivgesteine des Ordovicium und Silur im Barrandien. (Věstník VI. sjezdu čl. přírodopýtců, lékařů a inženýrů v Praze 1928. 3. 1. 70. Čechisch. Praha 1929.)

Es wurden einige Eruptivgesteine erwähnt, welche auf eine starke magmatische Differentiation im Komplex der ordovizischen und silurischen „Diabase“ hindeuten. Es ist besonders ein etwa 30 m mächtiger Lagergang in den Graptolithenschiefern der Stufe e_{α} in dem Straßeneinschnitt südlich von Budňany vis-à-vis von Poučnick (bei Beraun), dessen Ränder als saurer Navit entwickelt sind, während die grobkörnige Mitte eine ganze Reihe der Differentiationsfazies zeigt, welche von leukokraten, fast ausschließlich aus Feldspat bestehenden Gesteinen (Diabas-Aplit) bis zum melanookraten Pyroxenit hinüberführen. Sehr interessant ist dabei der Fund von Alkali-Pyroxenen (Ägirin-Augit + Titan-Augit) und Perowskit, welche nebst dem reichlichen Vorkommen von Zeolithen (Analcim, Natrolith) auf den subbalkalischen Charakter der ordovizischen und silurischen „Diabase“ hindeuten. Alk. Peridotite wurden auch zum erstenmal etwa 3 km von Chaloupky am linken Berounka-Ufer an der Grenze der Stufen d_{ζ} und e_{α} festgestellt. Die Zeolithisierung der „Diabase“ wird als hydrothermale Autometamorphose aufgefaßt und auf die Möglichkeit von Stoffaustausch zwischen den Eruptivgesteinen und den Sedimenten besonders bezüglich des Natrons und Kalis hingewiesen. Bezüglich der sog. „Minetten“ wurde festgestellt, daß dieselben charakteristisch sind für die Stufe d_{ζ} sowohl im nördlichen als auch im südlichen Flügel des Barrandiens (Strašnice, Michle, Modřany, Černošice, Housina, Bavoryně, Umgebung von Zdice, Unhošť u. a. O.). Wie aus den großen Aufschlüssen am Bohdalec bei Prag zu erkennen ist, bilden sie meistens Lagergänge, welche sowohl durch Längsstörungen als auch durch Querstörungen betroffen worden sind und können daher nicht als Abkömmlinge des mittelböhmischen „Granit“-Massivs betrachtet werden. In struktureller und mineralogischer Hinsicht zeigen sie große Mannigfaltigkeit, bei dem Gesteine von Housina wurde auch chemisch alkalischer Charakter nachgewiesen.

Fr. Ulrich.

Jos. Štěpánek: Pyroxenquarzdiorit von Chleby in der Umgebung von Benešov. (Věstník Stát. geol. ústavu Československé republiky. 5. Heft 2—3, čechisch, franz. Zusammenfassung, Sep. 1—10. Praha 1929).

Die Arbeit bringt ausführliche Beschreibung eines Gesteines, welches gangförmig (resp. stockförmig) in einer Länge von etwa 120 m und einer Breite von 30—60 m, begleitet durch einen rötlichen, an Kali reicheren Aplit und Pegmatit, im Gebiete des mittelböhmischen Granitits bei Chleby am Hügel „Homole“ (w. von Týnice an der Sázava, WNW von Benešov in Mittelböhmen) auftritt. Die Dichte des graugrünlich gefärbten Gesteins ist entsprechend der wechselnden Mineralzusammensetzung etwas schwankend und wurde für verschiedene Partien zu 2,69, 2,75, 2,75 bestimmt. Als Bestandteile wurden aufgefunden:

Diopsidischer Pyroxen, säulenförmig ausgebildet $0,5 \times 0,25 \times 0,25$ mm, mit Zwillinglamellen nach (100) und maximaler Auslöschungsschiefe von 39° , $\gamma - \alpha$ 0,0026.

Titanit, stark pleochroitisch zwischen gelb und rötlichbraun, $0,01 \times 0,2$ mm, älter als Diopsid und andere Hauptgemengteile. Spärlich bis ganz abwesend Biotit und Magnetit. Die melanokraten Bestandteile sind etwa im Verhältnis 1 : 4 zu den leukokraten vertreten. Von diesen sind die wichtigsten die Plagioklasse, welche hauptsächlich der Reihe Andesin—Oligoklas angehören, wie aus ihren optischen Eigenschaften und der an einem Bruchstück bestimmten Dichte von 2,660 ersichtlich ist. Mittels der FEDOROW'schen Universalmethode wurden Albit-, Periklin-, Karlsbader und 13. Feldspatzwillingsgesetz (ROSENBUSCH-WÜLFING, l. 1. 513) konstatiert. Der monokline Feldspat fehlt im Hauptgestein vollständig, er ist aber im Aplit reichlich vertreten. Ferner wird unter den leukokraten Mineralen Quarz und spärlich auch Apatit erwähnt (P_2O_5 -Bestimmung fehlt in der Analyse). Mittels des HIRSCHWALD'schen Okulars wurde das Verhältnis der dunklen und lichten Gemengteile ziemlich schwankend gefunden (z. B. Diopsidmenge betrug in verschiedenen Partien 5 % bis 25 %), als Durchschnitt 63,3 % Feldspat, 10,7 % Quarz, 15 % Diopsid, 2 % Titanit usw., $\Sigma 100$ [diese Angabe ist wahrscheinlich infolge eines Druckfehlers unrichtig, die Summe macht bloß 91 % aus! Anm. d. Ref.]. Die Analyse, ausgeführt durch Ing. B. KONEČNÝ, lautet: SiO_2 63,20 %, TiO_2 1,20 %, Al_2O_3 14,95 %, Fe_2O_3 0,51 %, FeO 3,92 %, MgO 2,74 %, CaO 8,34 %, BaO 0,003 %, K_2O 0,52 %, Na_2O 3,69 %, H_2O hygroskop. 0,56 %, H_2O chem. geb. 0,71 %, $\Sigma 100,343$. Sie wird folgendermaßen verrechnet: Andesin 59,23 %, Diopsid 23,23 %, Quarz 15,19 %, Titanit 2,34 %, $\Sigma 99,99$. Es folgt die Berechnung der Analyse (z. T. unkorrekt) und ihre Diskussion nach den Methoden von ROSENBUSCH, OSANN, LOEWINSON-LESSING und NIGGLI. Die charakteristischen Merkmale des Gesteins, besonders das Verhältnis von c, alk usw. werden dabei ausführlich erörtert und ein Vergleich mit verwandten Gesteinstypen der Literatur durchgeführt.

Fr. Ulrich.

W. R. Zartner: Geologisch-petrographische Studien im Egertalgebiet zwischen Warta und Kaaden. (Sborník Stát. geolog. ústavu Československé republiky. 8. Sep. 1—84 Praha 1929. 4. Taf., 2 Kartenskizzen, deutsch.)

Nach einigen vorbereitenden Studien (Beiträge zur Kenntnis der Amphibolitgesteine und Eklogite im Erzgebirge Lotos H. 70. 1922. Vorläufiger Bericht über die Aufnahmearbeit im Egertal [Wickwitz-Kaaden], ibidem 74. Weiterer Beitrag und Überblick über die Amphibolitgesteine und Eklogite im böhmischen Erzgebirge, ibidem 75. 1927) bringt Verf. in der vorliegenden Arbeit eine erschöpfende Darstellung der geologisch-petrographischen Verhältnisse im Egertal zwischen Warta und Kaaden. Nach einer kurzen Schilderung der Morphologie und der Boden- und Pflanzendecke des studierten Gebietes folgt der geologische Teil, welcher als Erläuterung zu den zwei beigegebenen Kartenskizzen dienen soll. Das Gebiet gliedert sich in folgende Abteilungen:

1. Grundgebirge: Dichte Gneise, Schiefergneise, Glimmerschiefer, kristalline Kalker. Relativ wohl jünger sind dann:

2. Serpentin, Amphibolite und Eklogite.

3. Noch jünger sind Orthogneise und Granulite. (Alle diese Gesteine sind von der varistischen Faltung erfaßt worden.)

4. Tertiär: Alttertiär — Festland, starke Erosionstätigkeit. Mittel- und Jungtertiär: Braunkohlensandstein, bunte Tone und Letten, lokal Süßwasserkalke. Auf diese Ablagerungen folgt dann im Miocän die Hauptmasse der tertiären Eruptiva, und zwar in der Reihenfolge von: Augitite, Ne-Basalte, Leucit-, Feldspat-Basalte, Tephrite und zum Schluß Phonolithe.

5. Diluvium: Große Flächen von Schottern, Sanden, Lehme, Löß und Gehängeschutt.

6. Alluvium: Ablagerungen von kleineren rezenten Schwemmebenen an der Eger. Das aufgenommene Gebiet ist zu klein, um weitgehende tektonische Schlüsse zu erlauben, aber doch betont Verf. in Übereinstimmung mit JOKÁLY und gegen SAUER, LAUBE, LEIBLING und ROST den einheitlichen Charakter genetisch gleichartig entstandenen Gebietes, welches erst viel später durch jüngere Bruchlinie in zwei Teile zerschnitten wurde (Erzgebirge—Egertalgebiet). Diese Auffassung wird durch mehrere Tatsachen gestützt, welche besonders im petrographischen Teile hervorgehoben werden. Das Hauptgewicht wurde auf die genaue petrographische Beschreibung des Kristallinums im Egertal gelegt. Es werden behandelt: Schiefergneise und dichte Gneise (Paragneise) mit Amphiboliteinlagerungen, Glimmerschiefer, rote Orthogneise des Erzgebirges und Egertales (plattige Muscovitgneise, Stengel- und Flasergneise, Aplit- und Pegmatitgneise), Granulite und Gneisgranulite des Egertales, ferner Mischgneise, Amphibolite und Eklogite, Serpentin, Kalk und Dolomit, endlich Quarzbrecciengänge und Mylonite. Es wird eine neue Analyse des Feldspatamphibolits nordöstlich Boxgrün mitgeteilt, welche lautet: SiO_2 47,38 %, TiO_2 1,75 %, Al_2O_3 15,87 %, Fe_2O_3 4,21 %, FeO 7,69 %, MnO 0,30 %, CaO 11,33 %, MgO 7,05 %, K_2O 0,41 %, Na_2O 2,69 %, P_2O_5 0,80 %, H_2O 1,02 %, Σ 100,50.

Aus den tertiären Bildungen werden neben einem Bohrprofil der Annazeche beim Bahnhof Kaaden und dem Grünerdevorkommen von Gösen und Atschau hauptsächlich die Eruptivgesteine beschrieben, welche folgenderweise gegliedert werden: 1. Tuffe, 2. Augitite, 3. Alkalibasalte, a) Nephelinbasalte,

b) Leuzitbasalte, c) Feldspatbasalte, 4. Tephrite, 5. Phonolithe. Die Beschreibung ist als wertvolle Ergänzung der älteren Arbeit von CLEMENTS (G. R. Wien 1890. 40. 1. Heft) aufzufassen, welche allerdings nicht erschöpfend ist.

Fr. Ulrich.

Jar. Gotthard: Die Serpentinvorkommnisse in der Umgebung von Kácov an der Sázava. (Časopis Národního musea 1929. Sep. 1—8. 1 Textfig., čechisch. Praha 1929.)

Es wird mineralogische und petrographische Charakteristik von vier neu festgestellten Serpentinvorkommen aus der Umgebung von Kácov a. d. Sázava (südöstlich von Prag, südwestlich von Kutná hora-Kuttenberg), nämlich von Vranice, Tichonice, Lipina und Velké Kralice gegeben. Wie man noch an dem Vorkommen von Tichonice mit Sicherheit konstatieren kann, waren es ursprünglich Lherzolite (6 % Bronzit, 11 % Diallag, 83 % Olivin, akzessorisch Magnetit und Picotit), welche aber größtenteils weitgehend umgewandelt sind. Beim Bronzit wurde $c = \gamma = 1,675 \pm 0,003$ gemessen. Von den sekundären Mineralien werden neben Antigorit, Chrysotil und Pikrolith besonders Anthophyllit, Magnetit, Opal, Sheridanit und Muscovit aufgezählt. Besonders die zwei letzteren sollen durch Import von Alkalien und Aluminium als Folge aplitischer und granitischer Injektionen auf den Lokalitäten Vranice und Velké Kralice entstanden sein. Ausführlicher werden endlich die Bastitpseudomorphosen nach Bronzit beschrieben. Fr. Ulrich.

D. Andrusov-Vlad. Zoubek: Über das Vorkommen einer Andesitbreccie bei Štěpnice westlich von Púchov in der Klippenzone des Waag- (Váh-) Tales. (Věstník Stát. geol. ústavu Československé republiky. 5. 1929. 183—193, 2 Textfig. 2 Taf. Čechisch, französische Zusammenfassung. Praha 1929.)

Es wird von einem Funde der Eruptivbreccie berichtet, welcher in der Klippenzone des Waagtales bei Púchov (Westslowakei) durch ANDRUSOV gemacht wurde. Nach der geologischen Beschreibung handelt es sich um einen schlottenförmigen Durchbruch der oberen Kreide (Mergel von Púchov). In der petrographischen Beschreibung wird das Eruptivgestein durch V. ZOUBEK als Andesit bezeichnet. Es zeigt aber gar keine resp. sehr schwache Verwandtschaft mit den aus dem Karpathengebiet bis jetzt beschriebenen Augitandesiten und mit Rücksicht auf die geologische Position wäre nach der Ansicht des Ref. die Zugehörigkeit zum Komplex der Teschenit-Pikrite der karpathischen Kreide nicht ausgeschlossen. Als Bestandteile werden angegeben: Augit, schwach pleochroitisch $\alpha, \gamma =$ grünlich, β -honiggelb, $c : \gamma = 45 \pm 3^\circ$, $\beta = 1,708 \pm 0,003$, in zwei Generationen, Biotit, Magnetit und Apatit (reichlich), brauner Amphibol und Glas? [Amphibol wird als sekundäres, durch hydrothermale Umwandlung aus Pyroxen entstandenes Mineral betrachtet, aber der intensive Pleochroismus in braunen Tönen sowie das gleichzeitige Auftreten von Amphibol neben vollkommen frischen Augiten lassen diese Deutung als fraglich erscheinen.

Anm. d. Ref.] Es werden neben authigenem Glas auch allothigene Glaspartien erwähnt ohne genauere Charakterisierung. Aus den kaustisch umgewandelten Püchover Mergeln werden Pseudomorphosen (Zoomorphosen) von einem radialstrahligen Mineral nach Foraminiferen beschrieben, welches als Quarzin bezeichnet wird; die niedrigen Lichtbrechungsindizes $\alpha = 1,481$, $\gamma = 1,491$ machen die Bestimmung bei mangelnder chemischer Prüfung etwas zweifelhaft, wenn auch diese Erscheinung als Folge der Mischung von Quarz- und Opalsubstanz im Sinne WETZEL's erklärt wird. [Bei der Durchsicht der Originalpräparate hat Ref. zahlreiche Pseudomorphosen wahrscheinlich nach Nephelin entdeckt und dadurch wird die oben ausgeführte Vermutung, es könnte sich bei diesem Eruptivgestein um die Zugehörigkeit zum Teschenit-Pikrit-Komplex handeln, noch verstärkt.]

Fr. Ulrich.

Ungarisches Becken und seine Randgebiete.

Nikolaus (Miklós) Vendi: Die Geologie der Umgebung von Sopron. I. Teil. Die kristallinen Schiefer. (Aus den Mitteilungen der berg- und hüttenmännischen Abteilung an der kgl. ung. Hochschule für Berg- und Forstwesen zu Sopron, Ungarn. Sopron 1929. 225—291. Mit 1 Taf. u. 4 Fig.)

Dieser erste Teil einer umfangreicheren Monographie befaßt sich ausschließlich mit den kristallinen Schiefen. Der zweite Teil wird die petrographischen, stratigraphischen Verhältnisse der Schichtgesteine und der dritte Teil die Tektonik, weiterhin die hydrologische Charakterisierung bringen.

Die kristallinen Schiefer in der Umgebung von Sopron sind abgebrochene Schollen des nordsteirisch-niederösterreichischen kristallinen Schieferzuges an der Grenze des Inneralpinen Beckens und der Pannonischen Senke. Vom petrographischen Standpunkte lassen sich die kristallinen Schiefer in zwei Gruppen einteilen: a) Das Gebirge von Sopron und 2. die Umgebung von Medgyes.

Am Aufbau des Soproner Gebirges nehmen Gneise, glimmerschieferähnliche Phyllite, Leukophyllite und Quarzite teil. Die Gneise lassen sich in zwei Typen einteilen: 1. Muscovitgneis mit Albit (Ab_{98} — Ab_{99}) und Mikroklin, welche oft porphyroblastisch auftreten. 2. Biotithaltiger Muscovitgneis, viel weniger schieferig als der vorige Gneis, sehr feldspatreich (Mikroklin und Albit). Der Muscovitgneis geht oft durch Glimmerzunahme in Sericitschiefer über (mit sehr wenig Albit). Dieser geht nach oben in Leukophyllit über. Nach STAHL bestehen die Leukophyllite aus Quarz und aus einem dem Sericit und dem Bravaisit nahestehenden Mineral. RICHARZ hält die Leukophyllite für einfache Sericitschiefer und den hohen Gehalt an MgO schreibt er auf Kosten fremder Beimengungen.

Nach Verf.'s ausführlichen Untersuchungen besteht der Leukophyllit aus Quarz (ca. 50 %), Muscovit (Sericit) (ca. 35—40 %) mit den Brechungs-exponenten $\alpha = 1,554$, $\beta = 1,586$, $\gamma = 1,591$, $2V = 42^\circ 30'$ und aus Leuchtenbergit, meistens mit den Muscovitschüppchen in paralleler Verwachsung, $\alpha = 1,575$, $\beta = 1,575(4)$, $\gamma = 1,587$, $2V = 21^\circ 44'$. Das Gestein

wird als Muscovitleuchtenbergitschiefer genannt. Der Name Leukophyllit kann nach Verf.'s Ansicht als Lokalname gebraucht werden. Diese Muscovitleuchtenbergitschiefer sind im Gebirge von Sopron stark verbreitet; sie sind größtenteils an die Gneise, teilweise aber an die glimmerschieferartigen Phyllite gebunden. Die Leukophyllite treten an tektonischen Linien auf.

Zu den Gneistypen gehören auch die granathaltigen (Almandin-) Muscovitbiotitgneise mit spärlichen schmalen Pegmatit-ärdern und granatreichen Muscovitbiotitglimmerschiefer-Einschlüssen.

Die Phyllite — oft den Glimmerschiefern ähnlich — sind vorwiegend Sericit- (Muscovit-) Chloritphyllite, granathaltige Sericitbiotitchloritphyllite und Muscovit- (Sericit-) Biotitphyllite, sehr selten mit Feldspaten (Albit, Mikroklin). Den höchsten Horizont der Phyllitzone nehmen die Leuchtenbergitdisthenquarzite ein.

Die kristallinen Schiefer der Schieferinsel von Medgyes sind von starkem Paracharakter. Das herrschende Gestein ist ein Biotit-muscovit- (Sericit-) Chloritphyllit, welcher selten auch Einlagerungen von Sericitleuchtenbergitschiefer führt. Außerdem sind Muscovitgneise, Chloritalbitgneise, Sericit-graphitphyllite und Sericitphyllite festgestellt worden.

Die folgenden Analysen sind mitgeteilt worden:

	I.	II.	III.	IV.
SiO ₂	78,08	73,99	74,09	75,84
TiO ₂	0,14	0,10	0,15	0,36
P ₂ O ₅	0,19	0,33	0,11	0,12
Al ₂ O ₃	12,56	14,84	14,46	11,68
Fe ₂ O ₃	0,77	0,51	0,20	1,01
FeO	0,22	0,92	0,71	2,64
MnO	0,06	0,02	0,01	0,10
MgO	0,68	0,15	3,24	2,16
CaO	0,45	0,61	0,52	0,46
Na ₂ O	3,55	5,56	0,83	0,67
K ₂ O	2,95	2,96	3,44	1,89
H ₂ O +	0,74	0,70	1,83	1,97
H ₂ O —	0,19	0,06	0,14	0,21
Cl	Sp.	Sp.	n. b.	n. b.
Summe	100,58	100,75	99,73	99,11
Spez. Gew.	2,633	2,600	2,590	2,794

Analytiker: N. VENDL, A. ENDRÉDY, N. VENDL, N. VENDL.

- I. = Muscovitgneis, Nándormagaslat bei Sopron.
 II. = Biotithaltiger Muscovitgneis, Nándormagaslat bei Sopron.
 III. = Muscovitleuchtenbergitschiefer, Nándormagaslat bei Sopron.
 IV. = Sericit- (Muscovit-) Chloritphyllit, Kolostori eoelo, südlich von Bánfalva.

An der Hand der Analysen und auf Grund seiner Beobachtungen im Felde kommt Verf. — bezüglich der Genese der kristallinen Schiefer — zu folgenden Resultaten: Die analysierten Gneise sind als Orthoderivate aufzufassen; der biotithaltige Muscovitgneis zeigt einen starken aplitgranitischen Charakter. Der Muscovitgneis ist nicht ganz reines Orthoderivat, sondern er scheint durch Assimilation phyllitischer Gesteine durch ein aplitgranitisches Magma entstanden zu sein. Die Genese der Leukophyllite ist an Störungslinien gebunden. Es ist wahrscheinlich, daß diese an MgO ziemlich reichen und an Na₂O armen Gesteine durch die Wirkung der an tektonischen Brüchen aufsteigenden magnesiahaltigen Lösungen aus den Gneisen entstanden sind. Das Glimmermineral konnte aus der Zersetzung der Feldspate hervorgehen und der bei dieser Umwandlung frei gewordene Na₂O konnte in Lösung gehen. An den etwas weiter abliegenden Stellen, wo die Wirkung der magnesia-reichen Lösungen bereits abflaute, hat sich an Stelle des Leuchtenbergites Phlogopit oder phlogopitähnlicher Biotit gebildet. In der Schieferinsel von Medgyes scheint das eruptive Material keine so große Rolle gespielt zu haben als im Gebirge von Sopron. Die Durchtränkung der Schiefer mit Quarzlösung war in beiden Gebieten eine allgemeine Erscheinung. Verf. stellt die behandelten Gesteine an die Grenze der Meso- und Epizone. **A. Vendl.**

S. v. Szentpétery und **K. Emszt**: Petrochemische Daten aus der Gegend von Szarvaskő. (Földtani közlöny. 58. 216—222.) Budapest 1929.

Es werden die Gesteine des gabbroidalen Magmas beschrieben, welche den Zug von Szarvaskő aufbauen. Folgende Analysen sind mitgeteilt worden (Analytiker K. Emszt):

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.
SiO ₂	51,31	59,47	64,64	65,87	44,59	45,47
TiO ₂	2,68	1,10	1,17	1,08	2,78	4,16
Al ₂ O ₃	13,92	14,68	14,09	14,97	15,76	15,43
Fe ₂ O ₃	4,49	2,34	0,13	0,89	5,59	4,06
FeO	10,31	5,40	6,20	5,24	10,41	11,56
MnO	0,15	0,10	0,12	0,14	0,16	0,15
MgO	3,20	1,36	1,23	2,36	6,76	6,61
CaO	6,11	5,10	3,11	1,77	9,99	8,06
SrO	0,07	0,04	n. b.	0,05	0,08	0,08
Na ₂ O	6,12	5,12	4,83	6,77	2,28	2,47
K ₂ O	0,53	0,28	0,60	0,14	0,03	0,17
H ₂ O +	0,99	2,46	2,24	1,09	1,18	1,48
H ₂ O —	0,22	0,15	0,18	0,43	0,14	0,27
P ₂ O ₅	0,40	0,72	0,58	0,30	—	0,57
CO ₂	—	0,53	—	—	—	—
Summe	100,50	98,85	99,12	100,10	99,75	100,51

	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.
SiO ₂	54,24	55,24	48,72	48,58	48,49	47,16
TiO ₂	1,59	1,08	2,14	2,31	1,81	2,21
Al ₂ O ₃	14,04	16,85	16,87	12,70	13,00	16,77
Fe ₂ O ₃	3,37	1,66	3,11	1,51	2,46	1,20
FeO	6,88	7,41	9,43	11,61	8,91	9,39
MnO	0,17	0,11	0,26	0,20	0,13	0,17
MgO	2,31	2,32	4,26	5,41	6,85	5,64
CaO	8,37	4,24	8,43	9,46	9,68	9,66
SrO	0,08	—	0,05	0,06	0,05	0,05
Na ₂ O	6,05	6,22	4,81	3,44	4,30	3,93
K ₂ O	0,03	0,60	0,55	0,14	0,35	0,33
H ₂ O +	2,14	2,80	1,16	3,29	3,09	1,89
H ₂ O —	0,19	0,32	0,50	0,25	0,22	0,29
P ₂ O ₅	1,06	0,36	0,32	0,29	0,37	0,56
CO ₂	0,22	—	—	—	—	—
Summe	100,75	99,21	100,61	99,28	99,71	99,25

- I. Gabbrodiorit.
- II. Dioritpegmatit.
- III. Dioritaplit.
- IV. Quarzdioritporphyrit.
- V. Hypersthen-Diallag-Gabbro.
- VI. Amphibolgabbro.
- VII. Gabbropegmatit.
- VIII. Gabbrodioritaplit.
- IX. Spilitporphyrit.
- X. Körniger Diabas.
- XI. Porphyrischer Gabbrodiabas.
- XII. Gabbrodiabas.

A. Vendl.

E. Longyel: Der genetische Zusammenhang zwischen Graniten und Gneisen. (Acta litterarum ac scientiarum Regiae Universitatis Hungaricae Francisco-Josephinae. Acta chemica, mineralogica et physica. 1. fasc. 1. 44—53. Szeged 1928.)

Das Studium einiger Granite und Gneise der Zentralmasse der Hohen Tatra hat den Verf. überzeugt, daß das Parallelgefüge auf Ursachen zurückgeführt werden kann, welche teils mit der fraktionierten Kristallisation, teils mit den Einwirkungen der Spannungen während der Erstarrung in Zusammenhang stehen.

A. Vendl.

S.v. Szentpétery Eruptivserie im Savóstale bei Lilla-füred. (Acta litterarum ac scientiarum Regiae Universitatis Hungaricae Francisco-Josephinae. Acta chemica, mineralogica et physica. 1. fasc. 2. 72 bis 128. Szeged 1929.)

Die vom Verf. behandelten Gesteine sind jünger als der Kalkstein des Unter-carbons und älter als der Triaskalkstein. Es sind folgende Gesteine

beschrieben worden: Porphyroid, Porphyritoid, Tuffporphyritoid, Oligoklasporphyrit, Oligoklasporphyrituff und phyllitartiger Porphyritoid. Die mitgeteilten Analysen sind die folgenden:

	I.	II.	III.	IV.	V.
SiO ₂	69,87	62,61	61,74	62,52	58,60
TiO ₂	0,50	0,39	0,56	0,62	1,34
Al ₂ O ₃	15,17	18,44	15,26	18,00	15,66
Fe ₂ O ₃	3,14	1,61	3,47	3,90	4,06
FeO	1,07	1,46	6,36	0,68	2,40
MgO	0,19	1,26	0,69	0,09	1,91
CaO	1,37	2,13	2,32	4,01	4,83
Na ₂ O	3,62	7,48	5,49	6,64	5,23
K ₂ O	3,36	1,94	1,21	1,89	1,98
H ₂ O +	0,94	2,30	2,47	0,93	4,18
H ₂ O —		0,45	0,29	0,36	0,10
MnO	Sp.	n. b.	n. b.	Sp.	n. b.
P ₂ O ₅	Sp	n. b.	n. b.	Sp.	n. b.
	99,18	100,07	99,86	99,64	100,29
		VI.	VII.	VIII.	IX.
SiO ₂		61,57	59,10	59,79	66,51
TiO ₂		0,53	1,30	1,04	1,19
Al ₂ O ₃		14,63	17,02	16,95	15,29
Fe ₂ O ₃		2,98	3,65	4,12	2,32
FeO		3,65	2,91	1,78	2,09
MgO		3,79	1,98	1,55	2,12
CaO		5,48	3,95	5,09	3,09
Na ₂ O		3,31	6,51	5,02	3,14
K ₂ O		1,16	1,32	1,49	1,93
H ₂ O +		2,72	2,29	3,38	2,61
H ₂ O —		0,20	0,12	0,01	0,14
MnO		n. b.	n. b.	n. b.	n. b.
P ₂ O ₅		n. b.	n. b.	Sp	n. b.
		100,12	100,15	100,31	100,43

I. = Porphyroid, Szakadásberg.

II. = Porphyritoid, Csavarósberg.

III. = Tuffporphyritoid, Csavarósberg.

IV. = Oligoklasporphyrit, Csavarósgraben.

V. = Oligoklasporphyrituff, Csavarósgraben.

VI. = Grüner Porphyritoid, Savós.

VII. = Dunkler Tuffporphyritoid, Szakadásberg.

VIII. = Grobporphyrischer Porphyritoid, Savós.

IX. = Phyllitartiger Porphyritoid, Szárdoka.

Analytiker für I und IV: Dr. KOLOMAN EMSZT; für die übrigen Analysen: EDMUND POLNER.

Auf Grund der Analysen folgt eine Besprechung der systematischen Stellung der beschriebenen Gesteine.

A. Vendl.

S. v. Szentpétery: Gesteinssystem aus der Umgebung von Lillafüred. (Acta litterarum ac scient. Regiae Universitatis Hung. Francisco-Josephinae. 1. 11—413. Szeged 1928.)

Im Bükk-Gebirge, in der Gegend von Lillafüred, sind zwei eruptive Züge zwischen mitteltriadischen und untercarbonischen Ablagerungen eingefaltet, welche aus mehreren Eruptionsreihen stammen. Vier Gesteinstypen sind detailliert studiert worden: Mikrogranitporphyr, Porphyroid, Porphyritoid und Diabas. Die folgenden Analysen sind mitgeteilt worden:

	I.	II.	III.	IV.
SiO ₂	77,00	73,01	50,06	49,64
TiO ₂	—	Sp.	0,96	1,47
Al ₂ O ₃	11,80	13,84	19,56	18,74
Fe ₂ O ₃	0,15	1,38	1,41	2,58
FeO	0,16	0,71	6,51	4,36
MnO	—	—	0,06	—
MgO	0,22	1,90	3,27	5,28
CaO	0,44	0,70	6,60	9,75
Na ₂ O	2,82	2,17	3,67	4,25
K ₂ O	6,25	44,0	0,37	0,55
H ₂ O +	0,72	1,79	} 5,83	2,64
H ₂ O —	0,14	0,21		0,42
Summe	99,70	100,11	98,38 ¹	99,68

I. Mikrogranitporphyr, Lillafüred, Bagolyberg. (Anal. E. POLNER.)

II. Porphyroid, Lillafüred, Bányavölgy. (Anal. E. POLNER.)

III. Porphyritoid, Lillafüred, Szentistván-Berg. (Anal. K. EMSZT.)

IV. Diabas, Lillafüred, Létras-Berg. (Anal. E. POLNER.) **A. Vendl.**

R. Uzonyi: Die petrographischen Verhältnisse des südlichen Teiles von Királyháza im Komitat Hont. (Von der math.-naturw. Fakultät der Universität von Szeged genehmigte Inaugural-Dissertation. Szeged 1928. [Ungarisch.] 1—21.)

Folgende Gesteinstypen sind beschrieben worden: Biotit-Amphibolandesite, Amphibolandesite, Hypersthenandesite, Hypersthen-Augitandesite und Andesittuffe.

A. Vendl.

Karpathen.

M. Savul: Studiu asupra șisturilor cristaline șia zăcămintelor de mangan din regiunea Șarul Dornei, jud. Câmpulung. (Über die kristallinen Schiefer und die Manganerz-lagerstätten der Gegend Șarul Dornei, Jud. Câmpulung.) (Anuarul Institutului Geologic al României 1927. 12. 415—498. Bucarest 1927. Mit französischem Auszug.)

¹ Inklusive SrO = 0,04, P₂O₅ = 0,04.

Verf. hat einen Ausschnitt aus dem kristallinen Grundgebirge der rumänischen Ostkarpathen petrographisch untersucht. Das Gebiet besteht vorwiegend aus Sericitquarziten und phyllitischen Gneisen, denen schwarze schiefrige Quarzite, kristalline Kalke und Dolomite sowie ein metamorphes Konglomerat eingelagert sind; ferner werden die kristallinen Schiefer von Eruptivgneisen und von Amphiboliten durchbrochen.

Als Amphibolite werden genannt: Epidotamphibolite, die meist nur wenig oder auch gar keinen Feldspat (Albit) enthalten; Epi-Albit-Amphibolite mit Albitporphyroblasten, welche letztere Einschlüsse von Granat, Epidot, Hornblende und Rutil enthalten; schiefrige Amphibolite, die z. T. seitlich einen allmählich Übergang in Sericit-Chlorit-Schiefer aufweisen. Die Amphibolite besitzen Eruptivchemismus; sie werden alle als metamorphe Eruptivgänge gedeutet und mit nichtmetamorphen Gängen derselben Gegend (Diabase und Lamprophyre) in genetischen Zusammenhang gebracht.

Unter den Gneisen werden „höher kristalline Gneise“ eruptiven Ursprungs und „phyllitische Gneise“ sedimentogener Natur unterschieden.

Verf. hat folgende Gesteinsanalysen ausgeführt:

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	
46,51	1,13	9,35	7,52	10,85	9,19	1.
46,49	1,12	15,81	2,48	9,08	9,70	2.
66,58	0,77	16,23	1,97	3,35	0,19	3.
66,82	0,95	16,95	1,52	3,17	1,77	4.
CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Glühverlust	Summe	
12,42	0,76	0,28	0,06	1,21	99,28	1.
7,19	3,41	0,51	0,07	4,55	100,50	2.
0,96	5,96	1,34	0,09	1,80	99,26	3.
0,56	3,18	2,97	0,15	2,18	100,25	4.

2. mit 0,09 MnO, 3. mit 0,02 MnO, 4. mit 0,03 MnO.

1. Epidot-Amphibolit (ohne Feldspat, mit etwas Quarz), 2. Schieferiger Amphibolit, 3. Eruptivgneis (Epi-Albit-Gneis), 4. Phyllitischer Gneis.

Die Manganerzvorkommen finden sich in den schwarzen schiefrigen Quarziten oder in den Sericitquarziten. Das Erz, Ponit genannt, besteht aus einem Gemenge von Rhodochrosit, Rhodonit, Tephroit, Magnetit und Pyrit; außerdem treten Quarz und Granat auf; in der Oxydationszone ist das Erz in einen eisenhaltigen Psilomelan (der Brostenit genannt wird) umgewandelt. Die Erze sind sedimentären Ursprungs und syngenetisch mit den quarzitischen Gesteinen; sie haben die Metamorphose des Grundgebirges mitgemacht. Verf. gibt 4 Analysen der Erze und bespricht die Anwendung der Phasenregel auf das System MnO—SiO₂—CO₂. Eine Kartenskizze und 4 Dünnschliffbilder sind der Arbeit beigegeben.

A. Streckeisen.

M. Reinhard: Cercetări în Munții Făgăraşului și în Valea Jiului. (Untersuchungen in den Fogarascher Bergen und im Jiutal.) (An. Inst. Geol. al Rom. 1. 56—65. Bucarest 1908.)

Verf. berichtet zuerst über Beobachtungen in den Fogarascher Alpen (zwischen Topolog- und Budatal), wo kristalline Kalke in phyllitischen Glimmerschiefern und Amphiboliten auftreten. Dann beschreibt er das Jiutal-Querprofil durch das autochthone Parângukristallin mit eingefalteten Sedimenten und gibt wichtige Hinweise für die Tektonik des Gebietes.

A. Streckelsen.

M. Reinhard: Cercetări în Munții Făgărașului. (Untersuchungen in den Fogarascher Bergen.) (An. Inst. Geol. al Rom. 2. 374 bis 378. Bucarest 1909. Mit deutschem Auszug.)

Verf. berichtet über Aufnahmen aus dem östlichen Teil der Südkarpathen (Gegend nördlich von Câmpulung). Den Südrand der Karpathen bilden chloritisch-sericitische Schiefer (Leaotagruppe); sie enthalten (wahrscheinlich tektonisch) einige Linsen von Coziagneis. Weiter innen folgen hochkristalline Glimmerschiefer mit Amphiboliteinlagerungen, mit denen der Coziagneis in genetischer Verbindung steht. Von den mehr phyllitischen Gesteinen der Leaotagruppe sind sie durch eine Überschiebungsfläche getrennt.

A. Streckelsen.

M. Reinhard: Șisturile cristaline din Munții Făgărașului, clina română. (Die kristallinen Schiefer des Fogarascher Gebirges in den rumänischen Karpathen.) (An. Inst. Geol. al Rom. 3. 165—262. Bucarest 1910. Mit deutscher Bearbeitung. Mit 29 Dünnschliffbildern, einer topographischen und einer geologischen Karte mit Profilen.)

Nach einer guten allgemeinen Übersicht über die Geologie der Südkarpathen wird eine eingehende Darstellung des Karpathenabschnittes östlich vom Olt-durchbruch gegeben; einer detaillierten mikroskopischen Gesteinsbeschreibung sind geologisch-tektonische und morphologische Angaben beigelegt.

An Eruptivgneisen treten auf: der Coziagneis (mit typischer Augentextur) und der Cumpănăgneis (mehr als granitischer Injektionsgneis ausgebildet); beide bilden relativ schmale, langgestreckte Zonen in E—W-Richtung. Die Schieferhülle gehört als Ganzes zur I. Gruppe Mrazecs, doch lassen sich weitere Unterteilungen durchführen: neben hochkristallinen Glimmerschiefern und Amphiboliten treten sowohl gewöhnliche Glimmerschiefer und Hornblendschiefer als auch phyllitische Gesteine auf; letztere enthalten Einlagerungen von quarzitisch-kohligen und kalkig-dolomitischen Gesteinen, die in Analogie mit den Ostkarpathen (UHLIG) als permisch gedeutet werden. Der Metamorphismus wird im wesentlichen auf die Intrusion der Eruptivgneise zurückgeführt. Da die permischen Gesteine noch davon erfaßt wurden, andererseits Coziagneise sich abgerollt in den Cenomankonglomeraten finden, so wird für die Intrusion das Intervall Perm-Cenoman bestimmt. Im Gegensatz dazu enthalten die kristallinen Schiefer der II. Gruppe MARZEC's lediglich ältere paläozoische Gesteine, und die Intrusion des Șușițagrinites war vorcarbonisch; Gerölle davon treten bereits in den Verrucanokonglomeraten auf. — Innerhalb des kristallinen Komplexes wurden mehrfach Verwerfungen und Überschiebungen konstatiert; am Karpathensüdrand wurden die kristallinen Schiefer auf älteres Tertiär überschoben.

Gestützt auf die geologisch-petrographischen Ergebnisse in den Südkarpathen, teilt Verf. ganz allgemein die kristallinen Schiefer in verschiedene Gruppen ein:

1. Ptychigene Gruppe, die unter dem Einfluß autochthoner Faltung gebildet wurde. Sie ist mit körnigen bis körnig-faserigen Intrusivgesteinen (vom Typus des Şuşitagrants) verknüpft. Starke Umwandlung des Schiefermantels findet an den Flanken der Intrusiva statt, schwächere im Hangenden. Die Schiefer werden hauptsächlich einer Silifizierung unterworfen und erhalten kryptoblastische Struktur (II. Gruppe der Südkarpathen).

2. Skeptychigene Gruppe, unter dem Einfluß von Deckfaltung entstanden. Sie ist mit langfaserigen Intrusivgesteinen (Typus Coziagneis) verknüpft; Augentextur ist häufig. Die Gesteine des Schiefermantels sind mit Kali angereichert, sehr glimmerreich, im allgemeinen phaneroblastisch (I. Gruppe der Südkarpathen).

3. Diese beiden Gruppen, bei deren Faltung, Intrusion und Metamorphose Hand in Hand gingen, unterscheiden sich von vielen außeralpinen Gesteinen, bei welchen die Intrusion nicht durch Faltungsvorgänge vom alpinen Typus bedingt wurde und wo die Mise en place der Magmen häufig durch Aufschmelzung geschah. Sie werden als texigene Gruppe bezeichnet.

A. Streckelsen.

M. Reinhard: Cercetări în partea orientală a Munților Făgăraşului. (Geologische Beobachtungen aus dem östlichen Teile des Fogarascher Gebirges.) (An. Inst. Geol. al Rom. 4. 105—108. Bucarest 1911. Mit deutschem Auszug.)

Verf. berichtet über Aufnahmen im kristallinen Gebiet der Leaota und Păpuşa, wo vorwiegend phyllitische Gesteine der I. Gruppe der kristallinen Schiefer auftreten.

A. Streckelsen.

M. Reinhard: Cercetări în regiunile şisturilor cristaline ale Carpaţilor Meridionali şi Orientali. (Bericht über die geologischen Aufnahmen im Gebiete der kristallinen Schiefer der Süd- und Ostkarpathen.) (An. Inst. Geol. al Rom. 4. 108—120. Bucarest 1911.)

Enthält Berichte über geologische Aufnahmen im Fogarascher Gebirge, im Perşanigebirge, in der Umgebung von Herkulesbad, in den Ostkarpathen und in der Poiana Ruscă.

A. Streckelsen.

M. Reinhard: Rocel granitice granulare ale pânzei transilvanice din Carpaţii de Sud şide Est. (Die granitisch-körnigen Gesteine der transylvanischen Decke der Süd- und Ostkarpathen.) (An. Inst. Geol. al Rom. 5. 62—76.) Bucarest 1912. Mit deutscher Übersetzung. Mit 4 Dünnschliffbildern.)

In den Süd- und Ostkarpathen treten inmitten oder am Rande der skeptychigenen Gruppe (I. Gruppe) an manchen Stellen vereinzelt granitisch-körnige Gesteine auf; am bekanntesten ist der Albestigranit bei Câmpulung (Jud. Muscel). Die Gesteine sind der skeptychigenen Gruppe fremd, ihr Auf-

treten ist an Überschiebungsf lächen gebunden; es sind wahrscheinlich von der vorrückenden transsylvanischen Decke am Untergrund abgehobelte Blöcke. Die Gesteine werden petrographisch beschrieben. **A. Streckeisen.**

L. Mrazec: Despre geneza serpentinelor. (Über den Ursprung der Serpentine.) (Dări de seamă Inst. Geol. al Rom. 3. Bukarest 1912. 138—141. Französ. Übersetzung in Compt. Rend. Inst. Géol. Roum. 3. 161—164. Bucarest 1915.)

Die Möglichkeit der Entstehung von Serpentin aus Peridotiten als reine Verwitterungserscheinung (Infiltration von Oberflächenwasser) wird in Abrede gestellt. Verf. vertritt die Ansicht, daß Serpentin häufig durch direkte Erstarrung eines wasserreichen magnesiumreichen Magmas entsteht (Einwirkung vom Wasserdampf auf ein magnesiumreiches Magma im Zeitpunkte der Erstarrung) und also primär ist (als Mineral entsteht dann vorwiegend Antigorit). Außerdem nimmt er die Entstehung von Serpentinmineralien (hauptsächlich Chrysotil und Talk) durch Metamorphose an, unter Einwirkung von vadosen oder juvenilen Wässern, die die Rolle von Mineralisatoren spielen. Die bekannte Maschenstruktur wird als eine durch besondere Oberflächenspannungsverhältnisse bedingte Primärstruktur aufgefaßt.

A. Streckeisen.

G. Murgool: Despre origina serpentinelor din Carpații românești. (Über den Ursprung der Serpentine in den rumänischen Karpathen.) (Dări de seamă Inst. Geol. al Rom. 3. Bucarest 1912. 151—155. Französ. Übersetzung in Compt. Rend. Inst. Géol. Roum. 3. 175—179. Bucarest 1915.)

Verf. tritt der Ansicht MARZEC's bei, daß die Serpentine häufig als primäre Gesteine aufzufassen seien. Unter den Serpentin der Südkarpathen finden sich solche, die ganz isotrop sind oder nur eine unvollkommene, der Entglasung entsprechende Kristallisation aufweisen; andere zeigen sphärolitische oder alveolare Struktur, ähnlich wie sie sich in einer kolloidalen Substanz entwickelt, die mechanischen Deformationen unterworfen wird. Außer einer direkt magmatischen kommt auch eine autometamorphe Entstehung der Serpentine vor (postvulkanische pneumatohydatogene Einwirkung auf die eben erst gebildeten Erstarrungsprodukte). In andern Fällen wird die Entstehung von Serpentinmineralen und -gesteinen auf Metamorphose zurückgeführt (so z. B. Serpentinisierung von Peridotiten, Gabbros, Diabasen, Kalksilikatfelsen). Infolge der großen Tendenz der Magnesiumsilikate zur Wasseraufnahme kann Serpentin auf sehr verschiedene Art und Weise entstehen.

Die Serpentine sind in den Südkarpathen sehr verbreitet. Sie finden sich im Kristallin der Getischen Decke (besonders in deren Randteilen), hier häufig noch als Peridotite. Im Kristallin des Autochthons treten sie in Verbindung mit Amphiboliten und Gabbros auf. In sehr ausgedehnter Verbreitung trifft man sie zusammen mit Diabasen in den mesozoischen Sedimenten (bis zur Unterkreide), und besonders häufig auf der Überschiebungslinie der Getischen Decke. Das Eindringen der Serpentine steht mit der Deckenbildung in genetischer Verbindung.

A. Streckeisen

St. Cantunlari: Cercetări petrografice și tehnologice asupra unor probe de tuf dacitic dela Govora și Ocnița (Jud. Vâlcea). (Petrographische und technologische Untersuchung einiger Dacittuffe von Govora und Ocnița, Jud. Vâlcea, Oltenien.) (Dări de seamă Inst. Geol. al Rom. 7. 154—163. Bukarest 1917.)

Die beschriebenen Tuffe bilden eine oder mehrere ziemlich mächtige Bänke in der miocänen Salzformation. Sie sind weiß oder hellgrau und leicht zerbröckelnd; sie bestehen vorwiegend aus Glasbasis mit Sericitblättchen und etwas Limonit, Körnern von Sanidin, Pyroxen (?) und Magnetit sowie Calcit und enthalten zahlreiche Reste von Foraminiferen, Diatomeen und Radiolarien. Für die Tuffe wird primäre Bildung angenommen. Die chemische Zusammensetzung geht aus den Analysen 1—3 hervor; 4 ist eine Vergleichsanalyse eines Tuffs aus der Moldau:

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Glühverlust	Sa.
1.	66,74	12,47	3,58	n.best.	0,55	4,98	1,78	2,51	7,78	100,49
2.	69,83	13,53	2,67	„ „	0,48	3,03	1,88	2,80	6,78	100,40
3.	64,35	13,19	4,28	„ „	0,98	5,58	1,15	1,71	9,26	100,50
4.	64,16	15,62	2,77	0,75	0,85	1,35	1,71	0,89	9,92	100,02

1. Dacittuff von Govora.

2. „ „ Malul Piscului (Govora).

3. „ „ Ocnița.

4. „ „ Valea Bogată, Baia, Jud. Suceava, Moldau.

Im Anschluß daran werden einige technologische Angaben gemacht.

A. Streckeisen.

Gh. Murgool: Serpentina cu mică dela Firizu. (Der glimmerführende Serpentin von Firizu, Plateau von Mehedinți, Südkarpathen.) (Dări de seamă Inst. Geol. al Rom. 7. 303—307. Bukarest 1917.)

Beschreibung eines glimmerführenden Serpentin, der sich zu Ornamenten eignet und damals in Ausbeutung befindlich war. **A. Streckeisen.**

A. Codarcea: Contribuțiuni la studiul petrografic al rocilor eruptive și șisturilor cristaline dela Racovăț (Jud. Mehedinți). (Beiträge zum petrographischen Studium der Eruptivgesteine und kristallinen Schiefer von Racovăț, Jud. Mehedinți, Südkarpathen.) (Dări de seamă Inst. Geol. al Rom. 11. 149—163. Bukarest 1923.)

Verf. gibt eine eingehende petrographische Beschreibung einiger Gesteine aus der Getischen Decke. Es werden beschrieben: Granit, Aplit, Glimmerschiefer, Sericitschiefer, Amphibolit. **A. Streckeisen.**

K. Mökkel: Die petrographischen Verhältnisse der südlich Resinár (Rășinari) gelegenen Berggegend. (Mitt. a. d. Min. Geol. Sammlung d. Siebenb. Nat. Mus. 4. Klausenburg. Mit 1 geol. Kartenskizze und 2 Dünnschliffbildern.)

Verf. hat eine Gegend am Nordrand der Südkarpathen petrographisch genauer untersucht. Es treten auf einerseits Gneise und Glimmerschiefer mit aplitischen und pegmatitischen Injektionen, andererseits verschiedene Phyllite mit kristallinen Kalken, dazu noch Quarzite. In den Gneisen und Glimmerschiefern liegt ein Serpentinstock, der von Amphiboliten und Epidotchloritschiefern umgeben wird; letztere sind Kontaktprodukte. Der Peridotit, der von Pyroxenitgängen durchbrochen wird, besteht vorwiegend aus Olivin und Diallag; letzterer ist meist uralitisiert, ersterer serpentinisiert. Am Schluß werden die genetischen Verhältnisse besprochen.

A. Streckelsen.

K. Möckel: Hornblendegesteine aus der Umgebung der „Hohen Rinne“ (Umgebung von Hermannstadt, Südkarpathen). (Verh. u. Mitt. d. Siebenbürg. Ver. f. Naturwiss. zu Hermannstadt. 71. 1921.)

Es werden einige Amphibolite (der J. Gruppe) beschrieben, die gewöhnlich Epidot, bisweilen auch Pyroxen, Granat, Biotit oder Chlorit führen.

A. Streckelsen.

K. Möckel Comunicare preliminară asupra studiilor petrografice din Poiana Ruscă. (Vorläufige Mitteilung über petrographische Untersuchungen in der Poiana Ruscă.) (Dări de seamă Inst. Geol. al Rom. 11. 75—81. Bucarest 1923.)

Die Arbeit enthält geologisch-petrographische Angaben über die Poiana Ruscă. Es treten auf: Eruptivgneis (Coziagneis), Amphibolite, Phyllite mit Eisenerzen, Glimmerschiefer, jüngere Ergußgesteine (Olivinbasalt, Porphyrit).

A. Streckelsen.

K. Möckel: Die Poiana Ruscă. (Jahrb. d. Siebenb. Karpathenvereins. 1925. Hermannstadt.)

Kurze geographische und geologisch-petrographische Übersicht über die Poiana Ruscă.

A. Streckelsen.

A. Streckelsen. Geologische und petrographische Probleme in den Südkarpathen. (Schweiz. Min. Petr. Mitt. 9. Heft 2. 1929.)

Verf. resümiert kurz die Ergebnisse von Begehungen in den Südkarpathen. Im Karpathenabschnitt zwischen Oltdurchbruch und Eisernem Tor sind die aplitisch und pegmatitisch injizierten Gneise und Glimmerschiefer der I. Gruppe (Lotru-Kristallin) über die massigen und verschieferten Granite und Diorite sowie Sericit- und Chloritschiefer der II. Gruppe (Parângu-Kristallin) überschoben (Getische Decke); die Ergebnisse von MRAZEC und MURGOCI werden im wesentlichen bestätigt. Östlich vom Oltdurchbruch sowie in der Poiana Ruscă und im Banat scheinen noch andere, vermutlich höhere petrographisch-tektonische Einheiten vorhanden zu sein.

A. Streckelsen.

Balkan-Halbinsel.

J. Tomitch: Sur une série de laves de la Serbie méridionale. (Compt. Rend. 187. 1928. 133—136.)

Im südlichen Serbien finden sich nordwestlich Ovče Polje bei Mont Venaz, Dyouriski Vis, Mont Gradisté und Kourel vulkanische Ergüsse, manchmal als Kuppeln oder auch als Gänge. Sie ruhen auf Sandsteinschichten und mergeligen Kalken des unteren Tertiärs. Die Eruptivgesteine bilden eine Serie von Latiten, shoshonitischem Basalt (Absarokit) und einem weißen Gestein, dem Kajanit. Die beiden ersteren gehören nach A. LACROIX in Hinsicht auf ihre chemisch-mineralogische Zusammensetzung in die Serie der Kalkalkali-Trachyte der Kaligruppe der Latite. Die Gegenwart von Quarz charakterisiert den α -Typ, die von Nephelin den β -Typ. Mineralogisch sind die Gesteine charakterisiert durch einen eisenarmen Biotit, oft Magnetitkörner eingeschlossen, Augit, Olivin; oft ist Orthoklas der einzige Feldspat, in andern Typen, wie bei Gradisté und Dyouristé, ist vorherrschend Plagioklas (ein saurer Oligoklas). Leucit kommt nur im Kajanit vor. Unter den akzessorischen Gemengteilen sind Apatit und Magnetit zu erwähnen. In den Analysen ist die freie SiO_2 nicht ausgedrückt; aber in allen Gesteinen sind mikroskopische Quarzeinschlüsse häufig. Analysen von F. RAOULT.

	1.	2.	3.	4.	5.
SiO_2	65,76	65,26	52,94	53,12	49,48
Al_2O_3	17,13	15,05	14,73	14,17	13,28
Fe_2O_3	1,90	2,06	3,04	2,90	3,03
FeO	0,51	1,49	3,24	3,67	3,60
MnO	0,10	0,13	0,19	0,17	0,17
MgO	0,46	2,00	6,92	8,00	8,65
CaO	2,18	4,46	7,42	6,86	8,56
Na_2O	4,77	4,43	3,49	3,07	2,17
K_2O	5,66	4,68	5,10	5,47	6,10
TiO_2	0,60	0,46	1,20	1,38	1,62
P_2O_5	0,18	0,16	0,82	0,64	0,86
$\text{H}_2\text{O} +$	0,71	0,15	0,65	0,57	1,50
$\text{H}_2\text{O} -$	0,39	0,08	0,36	0,23	0,74
CO_2	—	—	—	—	0,60
Summe	100,35	100,41	100,10	100,25	100,36
SiO_2	14,46	12,60	—	—	—
Nephelin	—	—	3,98	2,84	5,40
% An im Plagioklas	17	16	30	30	51
Or: Pl	0,69	0,58	0,95	1,12	2,22
Σb	5,28	15,33	33,65	35,22	38,69

1. Aphyrischer Latit, Venaz.
2. Vitrischer Latit, Venaz.
3. Latit, Dyouriski Vis.
4. Shoshonitischer Basalt, Gradisté.
5. Shoshonitischer Kajanit, Kourel.

M. Henglein.

Const. A. Kténas: Les limites de la région mixte égéenne. Essai de synthèse géologique. (C. R. 189. 1929. 1196—1198.)

Nach Beobachtungen des Verf.'s und von BIANCHI, BUSZ, BUTZ, CONCI und TROST über die Vulkane der längs der Küste des südwestlichen Kleinasiens gelegenen Inseln nehmen die alkalischen Gesteine im Ägäischen Meer überhand. Verf. will die Grenzen der Alkalimischgesteine festlegen und sie mit den allgemeinen geologischen Linien der Gegend in Zusammenhang bringen. Wie im nachfolgenden gezeigt wird, nehmen die Alkalilaven im südägäischen Eruptivbogen ab, der gebildet ist von den Vulkanen Krommyonia, EGINE, Poros, Milos, Santorin, Christiania, Nisyros und Episcopi. Diese Kalk—Alkalizone verlängert sich gegen N in den Vulkanen Oxylochos (Insel Euböa) und Bares (Insel Skyros).

In den folgenden Analysen von F. RAOULT ist der Plagioklas immer ein basischer Andesin (39—46 % Anorthit):

	a	b	c	d	e
SiO ₂	62,56	61,66	58,92	58,68	56,72
Al ₂ O ₃	15,51	16,27	15,51	16,16	16,53
Fe ₂ O ₃	2,90	2,12	2,84	2,64	3,78
FeO	2,03	2,62	2,48	2,34	2,43
MnO	0,14	0,16	0,11	0,10	0,11
MgO	2,89	3,63	4,08	4,85	5,34
CaO	5,32	5,60	5,08	6,90	7,40
Na ₂ O	3,72	3,39	3,12	3,76	3,84
K ₂ O	2,51	2,47	2,14	2,09	2,16
TiO ₂	0,68	0,46	0,60	0,60	0,56
P ₂ O ₅	0,16	0,18	0,10	0,20	0,26
H ₂ O +	0,82	0,92	2,81	1,29	0,53
H ₂ O —	0,90	0,66	2,47	0,50	0,45
Cl	0,09	0,09	—	—	—
Summe	100,23	100,23	100,26	100,11	100,11

a) Dacit mit Pyroxenen und Hornblende; Gipfel des Oxylochos.

b) Dacitoid mit Hornblende und Augit; Hügel von Potamià (H. Nicolaos). Oxylochos.

c) Dacit mit Pyroxenen; Bares. Skyros.

d) Andesit mit Quarz und Pyroxenen; Gipfel des Korakólithos. Oxylochos.

e) Andesit mit Quarz und Pyroxenen; Hügel bei Kipi. Oxylochos.

Die gemischte Region des Ägäischen Meeres charakterisiert sich durch die Assoziation alkalischer mit kalkalkalischen Gesteinen (H. Eustratios, Chios, Samos, Patmos, Cos). Nur die Vulkane von Antiparos und Caloyéri bestehen aus ausgesprochen alkalischen und hyperalkalischen Laven. Leucitgesteine von Samos, solche mit Nephelin und Ägirin von Patmos sind reich an Feldspatoiden. Meistens sind diese Mineralien kryptomorph. Unter den Alkalien herrscht bald Natron, bald Kali vor; auch beide herrschen in vielen Fällen nahezu in gleichen Mengen vor. In der gemischten Gegend endlich herrschen die subalkalischen Gesteine: Trachydolerite, Trachyandesite usw. vor (Thèbes, Psathoura, Chios, Patmos, Cos).

Es steht aus den Untersuchungen fest, daß der kalkalkalische Bogen in einem Halbkreis herumführt, dessen Grenzen zwischen Skyros und Caloyéri, zwischen Milos und Antiparos und zwischen Nisyros und Cos sich befinden. Alle Vulkane des Ägäischen Meeres sind an Dislokationszonen gebunden. Während aber die Mitten des kalkalkalischen Bogens an den Rändern des kristallinen Massivs liegen oder im konkaven Teil der alpinen Falten, finden sich die der gemischten Region im Gebiet der kristallinen Schiefer. Die alkalischen Gesteine gehen, indem sie sich in peripherischen südlichen und westlichen Teilen des Ägäischen Meeres vermehren, gegen die stark metamorphosierten Kerne.

Es zeigt sich, daß die metamorphosierenden Agentien wenigstens z. T. die chemische Zusammensetzung der Magmen, welche anderweitig die Vulkane der gemischtalkalischen Region genährt haben, beeinflusst haben.

M. Henglein.

Washington, H. S.: Santorini Eruption of 1925. (Bull. Geol. Soc. America. 37. 1926. 349—384. 2 Taf.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1930. II. 351—353.

Const. A. Ktésas: Nouvelles recherches sur les caractères pétrochimiques de la caldeira de Santorin. (Neue Untersuchungen über den petrochemischen Charakter der Caldera von Santorin.) (C. R. 189. 1929. 996—998.)

Die vulkanischen Produkte der ersten Aktivitätsphasen sind teils sauer, teils basisch. Die sauren Bildungen finden sich ausschließlich in der Gegend von Acrotiri auf der Insel Thera; sie gehören zu den Hornblendecaciten, meist mit Oligoklas (Anal. a), seltener mit Andesin (Anal. b) und ihren Tuffen. Trotz ihrer Azidität sind diese Gesteine reich an Calcium, was einen Kontrast bildet gegenüber den alkalischen und überalkalischen Gesteinen von Antiparos, welches ungefähr 70 km entfernt ist. Die sauren Gesteine sind nach dem Detailstudium des Verf.'s jünger als die Andesindacite von Mavro (Anal. c), die in Andesite übergehen und als der Labradorandesit (Anal. d) und des Andesinbasalt (Anal. e), welche das alte Gewölbe von Mavrachidi bilden.

Analysen von F. RAOULT:

	a	b	c	d	e	f
SiO ₂	69,26	67,90	57,64	53,36	52,08	51,76
Al ₂ O ₃	15,27	15,49	17,40	17,53	17,75	19,93
Fe ₂ O ₃	0,80	1,98	2,49	2,00	2,76	3,87
FeO	2,27	1,44	4,33	5,28	5,62	4,37
MnO	0,13	0,13	0,18	0,22	0,26	0,22
MgO	0,51	0,72	2,83	5,22	7,48	3,98
CaO	3,32	3,64	7,84	9,94	9,80	10,38
Na ₂ O	4,68	4,85	3,50	3,12	3,10	2,90
K ₂ O	2,49	2,47	1,39	1,55	1,28	1,07
TiO ₂	0,48	0,46	0,99	1,14	1,28	1,04
P ₂ O ₅	0,08	0,12	0,09	0,18	0,07	0,36
H ₂ O +	0,90	0,56	1,32	0,37	0,85	0,16
H ₂ O —	0,22	0,36	0,29	0,35	0,12	0,13
	100,41	100,12	100,29	100,26	100,45	100,17

- a) Block aus dem Traß von Acrotiri.
- b) Erguß vom Kap Kalami.
- c) Andesindazit von Mavro.
- d) Gewölbe von Mavroraehidi.
- e) Lava von Mavroraehidi.
- f) Untere Ergüsse des Massivs von Merovigli.

Die basaltischen Laven überwiegen im östlichen Teil der Caldera. Sie erscheinen an der Basis der unteren Klippe von Théra, wo sie Ergüsse und Haufen von Athinios bis zum Massiv des kleinen Pr. Helie bilden.

Die jüngeren Laven, welche den Vulkan von Santorin vor und nach der Bildung der Caldera genährt haben, führen auf einen Magmatyp, dessen chemischer Charakter dem Mittel der extrem differenzierten Laven der ersten Aktivitätsphasen entspricht.

Mineralogisch und chemisch gehören die Gesteine von Santorin zur Kalkalkali-Serie, zeichnen sich aber durch einen höheren Natrongehalt aus. Das betrifft nicht nur das Magma von Santorin, sondern auch die Laven anderer vulkanischer Zentren des südägäischen Bogens, wie folgende Tabelle zeigt:

	Saronischer Golf	Milos	Santorin	Nisyros	Martinique	Matra (Ungarn)
Analysenzahl	12	12	17	10	12	21
SiO ₂	59,65	65,59	61,67	63,71	59,21	61,52
Na ₂ O	3,54	3,47	3,81	3,58	3,06	3,20

Dem Verf. verbleibt noch die Untersuchung der Verlängerung dieses Eruptivbogens gegen N.

M. Henglein.

Const. A. Kténas: Sur le caractère alcalin des laves des volcans d'Antiparos (Cyclades). (Über den alkalischen Charakter vulkanischer Laven von Antiparos, Cycladen.) (C. R. 189. 1929. 489—491.)

Anschließend an seine Arbeiten (C. R. 186. 1928. 1631) über die tertiären und quartären Laven des nördlichen und mittleren Ägäischen Meeres berichtet Verf. über die Entwicklung der alkalischen Laven im südlichen Teil. Die chemischen Gesteinsanalysen der Gesteine von Antiparos zeigen, daß die alkalischen Laven sich auch im Massiv der Cycladen fortsetzen. Die Insel Paros setzt sich gegen N in den zwei kleinen Inseln Phira und Kavouras fort. Der südliche und östliche Teil von Phira, die östliche Gegend von Kavouras, ebenso die kleinen Inseln und Felsen, Kokkinos, Tourlos, Mavros, Tourlos, Mikro Spyridonisi, Kokkini Skala, Maori Skala, Dryo Postes und Soussourda bestehen aus alkalischen Rhyolithen und ihren Tuffen. Diese vulkanische Bildung breitet sich von SSW nach NNO auf eine Länge von etwa 8 km aus. Die südliche Halbinsel von Antiparos hat eine Oberfläche von 6 qkm; auch die Insel Stroglyo ist vulkanisch.

Analysen von RAOULT:

	a	b	c	d	e
SiO ₂	75,94	75,64	75,18	74,08	—
Al ₂ O ₃	11,99	13,07	12,41	11,87	—
Fe ₂ O ₃	0,64	0,53	0,80	0,16	—
FeO	0,85	0,52	0,64	1,11	—
MnO	0,05	0,17	0,12	0,04	—
MgO	0,06	0,04	0,07	0,08	—
CaO	0,78	0,46	0,48	0,64	—
Na ₂ O	3,03	4,41	5,27	3,26	2,19
K ₂ O	5,93	4,80	4,63	3,72	4,91
TiO ₂	—	—	0,06	—	—
P ₂ O ₅	—	—	—	Spur	—
H ₂ O +	0,44	0,24	0,33	3,50	—
H ₂ O —	0,33	0,33	0,10	2,00	—
	100,03	100,21	100,09	100,46	—

a) Lava mit Phenokristallen von Quarz und Sanidin; teigig, teilweise kristallin mit wenig Biotit. Fundort Phira.

b) Glasige Lava mit Phenokristallen. Stroggylo.

c) Perlitisches Gestein. NW der südlichen Halbinsel von Antiparos, wo wahrscheinlich der Ausbruchspunkt der Laven der Halbinsel liegt.

d) Glasige Lava mit Lithophysen. Felsen im N von Mikro Spyridonisi.

e) Vulkanische Breccie von Mikro Spyridonisi.

Es zeigt sich immer ein Überschuß von Kali gegenüber dem Natron mit Ausnahme des perlitischen Gesteins vom südlichen Antiparos.

M. Henglein.

Asien.

(Russisch Asien vgl. S. 499 usf.)

Shalem, Nathan: Sopra alcuni basalti della Palestina. (Boll. d. Società Geol. It. 46. 1927. 51—65.) — Ref. ds. Jb. 1929. III. 244.

A. Vendl: Über die Sande in der Umgebung von Konia. (Mathematische und naturwissenschaftliche Berichte aus Ungarn. 34. 1926 bis 1927. 74—90.)

Die Mitteilung enthält die mineralogisch-petrographische Beschreibung der Sandproben, die durch Prof. R. Millecker während seiner Reise in Asien gesammelt wurden. Die Untersuchung geschah nach denselben Methoden, die Verf. bei seinen früheren sediment-petrographischen Beobachtungen benutzte. Aus den Resultaten ließen sich die folgenden allgemeinen Schlüsse ziehen.

Die Proben enthielten Mineralien und Fragmente aus Alkali-Kalkgesteinen. Die für die Natron- oder Kaliproviz charakteristischen Mineralien sind in diesen Proben nicht vorhanden. Auch die ausschließlich für die kristallinischen Schiefer charakteristischen Mineralien fehlen. Nur der Serpentin dürfte aus krist. Schiefen stammen.

A. Vendl.

W. N. Lodotshnikow: Mikroskopische Untersuchung der Gesteine aus dem nördlichen Persien. (Bull. du Com. Géol. Léningrad 1926. 45. Nr. 8. 883—921.)

Verf. beschreibt die von Ing. A. SROYANOW am nordwestlichen Ufer des Sees Urmia und des Sees Kabahly-Dag gesammelten Gesteine: A. Magmatische Gesteine — Biotitgranit mit Turmalin; biotithaltiger schieferiger Quarzdiorit; Pegmatitische und aplitische Ganggesteine; Albitophyr; albithaltiger Melaphyr; Spilit und Olivinbasalt; B. Tuffogene Gesteine, aus Andesit entstanden; C. Sedimentgesteine, u. a. ein schichtiger magnetit- und olivinführender kristalliner Kalk aus der Umgebung der Ruine der Festung Khantakty; und D. metamorphe Gesteine: Chloritschiefer, Amphibolit und Gneis. Zum Schluß weist Verf. auf die von ihm an den Gesteinen aus dem Altai früher konstatierte Erscheinung eines gewissen Zusammenhangs zwischen verschiedenen Zwillingsgesetzen der Plagioklase und verschiedenen Gesteinstypen hin, die, dem Verf. nach, eine allgemeine Bedeutung haben dürfte. Die Erscheinung besteht darin, daß während in den Intrusiv- und Ganggesteinen Plagioklas-Zwillinge mit der Zwillingnaht (010) vorherrschen, in den schichtigen Amphiboliten in erster Linie die polysynthetischen Zwillinge nach dem Periklin-Gesetz hervortreten.

P. P. Sutschinsky.

L. A. Narayana: A study of the calc-gneisses, scapolite-gneisses, and cordierite-garnet-sillimanite-rocks of Coimbatore, Madras Presidency; with comparison to other similar occurrences in India. (Min. Mag. 22. Nr. 126. 1929. 121—135.)

Auch im „indischen Schild“ finden sich gelegentliche Vorkommen von Gesteinen sedimentären Ursprungs, die uns als Paragneise und Schiefer erhalten sind. Ein solches Vorkommen aus dem Distrikt Coimbatore wird hier beschrieben. Die Gesteine lassen sich in Cordierit-Granat-Sillimanit-Schiefer und in Skapolith-Gneise mit eingelagerten Kalkgneisen und Marmoren einteilen. Erstere finden sich in der Nähe von Madukarai mit einer NNE-SSW streichenden Faltung. Sie bilden die Dharmalingham-Hügel, die sich von ENE nach WSW erstrecken. Im N und S werden sie von den Gesteinen der zweiten Gruppe überlagert.

Die Cordierit-Granat-Sillimanit-Gesteine enthalten außerdem Quarz, Biotit, Eisenerz, etwas Feldspat und Flitterchen von Graphit. Häufig legt sich Sillimanit und Biotit den Granatkristallen unter Erzeugung einer Augentextur an. Im allgemeinen sind die Gesteine schieferig, seltener körnig mit tafelförmigen Aggregaten, die in der Faltenrichtung angeordnet sind. Das Aussehen der Gesteine wechselt sehr. Der Cordierit ist optisch positiv, vollkommen frisch und ohne pleochroitische Höfe.

Die Skapolith-Gneise sind kompakt, grau und von mittlerem bis feinem Korn. Sie verwittern leichter als die Schiefer. An Mineralien finden sich hellgrüner Augit, Plagioklas, Quarz, Calcit, Sphen und Eisenerz. Der Skapolith wird des öfteren von Feldspat und Pyroxen umschlossen, während er selbst Quarz einschließt. Als Feldspat findet sich vorwiegend Albit und Oligoklas.

Es ist anzunehmen, daß bei der metamorphen Rekrystallisation der Gesteine die Skapolithe größtenteils in Feldspat umgewandelt wurden. Typisch ist auch das Auftreten von Myrmekit.

Ähnliche Gesteine kommen noch an mehreren Stellen Indiens vor. Die verschiedenen Fundorte werden aufgezählt und mit dem beschriebenen verglichen. Bei der Erörterung der Entstehungsbedingungen für diese Gesteine kommt Verf. zu dem Ergebnis, daß sie durch thermale und kinetische Metamorphose entstanden sind.

Hans Himmel.

Frank Dawson Adams: The geology of Ceylon. (Canadian Journ. of Research. 1. 1929. 425—511.)

Zum ersten Male erscheint hier eine umfassende geologisch-petrographische Beschreibung von Ceylon, der auch die erste geologische Karte der Insel beigegeben ist. Ebenso sind erstmalig hier eine größere Reihe von Gesteinsanalysen der archaischen Gesteine Ceylons mitgeteilt.

Nach einer Einleitung, die in knappen Umrissen die menschliche Besiedlung der Insel widergibt und einer Würdigung der bisher erschienenen Literatur, gibt Verf. zunächst eine topographische Beschreibung. Es lassen sich auf Ceylon außer einem vom Meer bedeckten Plateau drei Peneplains verschiedener Höhenlage unterscheiden. Die Küstenebene liegt in etwa 35 m Höhe und steigt gegen das Innere bis zu 100 m an. Drei Fünftel der gesamten Insel nimmt das Zentralmassiv ein, bei dem sich zwei Plateaus festlegen lassen — das eine in etwa 500—600 m Höhe und das andere in durchschnittlich 2000 m Höhe. Diesem letzteren sind eine Reihe höherer Gipfel aufgesetzt; als höchster der Pidurutalagala mit 8292 Fuß = etwa 2800 m Höhe. Innerhalb dieser höchsten Ebene finden sich auch zwei runde Depressionen, deren Ränder von den Flüssen in Wasserfällen durchbrochen werden. In den einzelnen Peneplains ragen jeweils noch einige Berge auf, die als Erosionsüberreste der nächst höheren Stufe aufzufassen sind. Die Küstenebene selbst nimmt fast den ganzen Nordteil der Insel ein und ist im S am schmalsten. Das submarine Plateau, das etwa 75 m unter dem Meere liegt, geht im N in den Schelf des indischen Kontinentes über. Im übrigen erstreckt es sich nur etwa 12 Meilen seewärts. Eigentümlicherweise finden sich im S Ceylons keine Korallenriffe. Das wird von SOMMERVILLE darauf zurückgeführt, daß die Erosionsmassen so schnell vorwärtsschreiten, daß die Korallen in ihren Bauten ersticken.

Die Entstehung aller vier Plateaus führt Verf. auf subaerische Denudation entgegen anderen Meinungen zurück. Jedenfalls repräsentiert jedes Plateau etwa eine ehemalige Küstenebene. Sicher ist, daß im Präcambrium ganz Ceylon vom Meere bedeckt war. Seit dieser Zeit befindet sich die Insel mit geringen Unterbrechungen im Stadium etappenweiser Hebung, wobei die Hauptetappen je durch ein Plateau gekennzeichnet sind. Im Miocän war die gegenwärtige Küstenebene sicher vom Meer bedeckt. Es läßt sich berechnen, daß die ursprüngliche Höhe des Landes etwa 3500 m betragen haben muß. Vielleicht stellt das Hochland des Dekkan eine Fortsetzung der mittleren Hochebene dar. Diese topographische Einteilung Ceylons kann, wenn

sie sich in anderen Gebieten des Gondwanalandes wieder finden läßt, wertvolle Aufschlüsse über diesen alten Kontinent geben.

In den Erosionsüberresten läßt sich deutlich die Streichrichtung der Gneise wiedererkennen, die sich den Umrissen des heutigen Ceylons eng anschmiegt. Beachtenswert ist der rasche Übergang von Laterit zu frischem Gestein. In den roten Laterit-Böden kann häufig die Struktur des Muttergesteines noch in einigen Fuß Entfernung erkannt werden.

In einem zweiten Teil wird die geologische Altersfolge der Schichten besprochen. Infolge der starken Verwitterung sind alluviale Ablagerungen in großem Ausmaß vorhanden; sie ergeben wertvolles Kulturland. Über die pleistocänen Ablagerungen hat WAYLAND ausführlich berichtet. Sie sind nicht marinen Ursprungs. Es finden sich darin reichlich Artefakte des Steinzeitmenschen. Miocän ist am ausgeprägtesten im N auf der Halbinsel Jaffna entwickelt, wo die kalkigen Sedimente reich an Fossilien sind. Tonige Sandsteine vertreten die Juraformation in der Gegend von Puttalam im nordwestlichen Teil der Insel. Es sind nichtmarine Flachwasserablagerungen, in denen Pflanzenabdrücke gefunden werden.

Weitaus am wichtigsten sind die alten Gesteine, die eine Fortsetzung der ähnlichen indischen Gesteine bilden und sicher als archaisch anzusprechen sind. Fast alle diese Gesteine zeigen deutliche Schieferung und sind typische Gneise. Verf. teilt diese Gesteine in 6 Gruppen:

1. Quarz-Biotit-Gneise.
2. Charnockit und verwandte Gesteine.
3. Granulite.
4. Stark metamorphosierte Sedimente. Kalke — Sillimanit-Granatfelse (Khondalit)-Quarzit.
5. Gesteine der Galle-Serie.
6. Gesteine der Balangoda-Serie.

Die Quarz-Biotit-Gneise unterscheiden sich nicht von den entsprechenden Gesteinen des kanadischen Schildes. Die Charnockite und die damit verwandten Gesteine entsprechen den von HOLLAND im südlichen Indien festgestellten und von ihm so benannten Gesteinen. Sie sind charakterisiert durch einen eisenreichen Hypersthen, der das dunkelste Mineral in diesen Gesteinen ist. Sie sind dunkelgrau bis schwarz von Farbe und unterscheiden sich dadurch von den übrigen meist rötlich oder hellgrau gefärbten Gesteinen. Sie finden sich nur im südlichen Ceylon und bestehen nur aus den saureren Gliedern dieser Gesteinsgruppe.

Die hellgrauen Granulite ähneln den sächsischen. Sie zeigen deutliche Schieferung und enthalten neben mikroperthitischem Feldspat und Quarz roten Granat und Sillimanit. Häufig treten sie in Verbindung mit Quarziten und Marmoren auf. Die kristallinen Kalke entsprechen ganz den Vorkommen in den Grenville-Serien des kanadischen Schildes, nur enthalten sie reichlich Forsterit. Im allgemeinen sind sie reicher an Magnesia. Zweifellos sind sie sedimentären Ursprungs. Das gleiche gilt für die Sillimanit-Granat-Felse. Mit ihrem hohen Tonerde- und

Eisengehalt lassen sie vermuten, daß sie aus Sedimenten entstanden, die den Lateritbildungen von heute sehr ähnlich waren. Die häufigen Quarzite wechsellagern mit Kalken und dunkeln Gneisen.

Die von COOMARASWAMY benannte Point-de-Galle-Gesteinsserie findet sich nur in der Nähe der Stadt Galle. Es sind Pyroxen-Skapolith-Wollastonit-Gneise, die von zahlreichen Pegmatiten durchsetzt werden. Verf. ist der Ansicht, daß diese Gesteine durch die Einwirkung der zahlreichen Pegmatite und der benachbarten Charnockite auf kalkige Sedimente entstanden sind.

Als Balangoda-Gruppe werden eine Reihe granitischer Intrusionen und Pegmatite bezeichnet, die, reich an Zirkon, vor allem die Charnockite durchsetzen.

Ein dritter Teil gibt erstmalig eine vollständige petrographische Beschreibung aller im zweiten Teile unterschiedenen Gesteine und eine Reihe von Analysen, die auch hier mitgeteilt werden sollen.

Charnockit. Gesteine von acht Charnockitvorkommen wurden analysiert (2—9) und zum Vergleich die Analyse des Typenmaterials von St. Thomas' Mount, Madras unter 1 gegeben. Die Analysen 1, 2 a und 3—6 wurden von H. S. WASHINGTON, die unter 7—9 von J. T. DONALD und 2 b von R. J. C. FABRY ausgeführt. Die Analyse 2 b enthält außerdem eine Spur Cl. Die Fundpunkte sind für: 2. Haputale, a) Oberfläche der Intrusion, b) 300 Fuß unter der Oberfläche, 3. Bulutota-Paß, 4. Hatton, 5. Steinbruch Nuwara Eliya, 6. P. W. D. Steinbruch Galle, 7. ebenda, 8. zwei Meilen von Galle, 9. Hedenikanda-Steinbruch Tillawelmankada.

Eine weitere Tabelle gibt für die gleichen Gesteine die Mineralzusammensetzung.

	1.	2 a.	2 b.	3.	4.	5.
SiO ₂	77,47	64,76	69,10	69,08	67,14	66,93
TiO ₂	0,26	3,44	1,23	2,77	3,81	2,59
Al ₂ O ₃	11,00	12,82	11,69	11,66	11,23	12,50
Fe ₂ O ₃	1,04	1,65	2,63	0,51	0,78	0,87
FeO	2,02	5,71	3,38	5,13	5,99	4,25
MnO	—	0,11	0,04	0,04	0,10	—
MgO	0,43	1,36	1,26	0,41	2,25	1,36
CaO	1,02	3,66	2,62	2,07	4,46	3,43
Na ₂ O	2,86	2,05	3,59	2,57	1,36	2,82
K ₂ O	4,14	3,48	4,55	5,33	1,33	3,39
P ₂ O ₅	—	0,30	0,05	0,14	0,63	0,78
BaO	—	—	0,05	—	—	0,18
S	—	—	0,08	—	0,27 ¹	0,26 ¹
H ₂ O +	0,20	0,67	0,28	0,29	0,19	0,38
H ₂ O —	0,05	—	0,16	0,02	0,03	0,08
Summe	100,49 ²	100,01	100,71	100,02	99,57	99,82 ³
spez. Gew.	2,67	2,86	2,85	2,75	2,89	2,80

¹ SO₃. ² Im Original irrtümlich 100,59.

³ Im Original irrtümlich 99,89.

	6.	7.	8.	9.	Mittel
SiO ₂	66,58	65,89	75,87	67,91	68,14
TiO ₂	2,92	0,55	0,05	0,61	1,99
Al ₂ O ₃	14,52	14,89	12,34	13,56	12,80
Fe ₂ O ₃	2,96	2,00	0,57	0,10	1,34
FeO	3,44	3,10	0,25	5,81	4,12
MnO	0,05	0,04	—	0,09	0,05
MgO	1,04	2,10	0,09	0,41	1,14
CaO	2,90	5,25	2,33	3,25	3,33
Na ₂ O	2,11	2,42	3,83	2,41	2,57
K ₂ O	2,78	3,18	4,96	5,10	3,79
P ₂ O ₅	0,08	0,29	0,04	0,25	0,28
BaO	—	—	—	—	—
S	—	0,12	—	—	—
H ₂ O +	0,29	—	—	—	—
H ₂ O —	0,15	—	—	—	—

Summe	99,82	99,83	100,33	99,50	—
spez. Gew.	2,71	2,74	2,63	2,71	—

	1.	2 a.	2 b.	3.	4.	5.
Quarz	41,22	29,40	24,60	28,08	40,92	29,46
Orthoklas	24,46	20,51	27,24	31,14	7,78	20,22
Albit	24,10	17,29	30,39	22,01	11,53	23,58
Anorthit	5,00	13,90	2,22	4,73	18,63	11,68
Hypersthen	3,34	1,86	8,59	3,11	9,69	5,84
Diopsid	—	6,04	0,76	4,34	—	—
Magnetit	1,62	2,32	3,71	0,70	1,16	1,39
Ilmenit	0,61	6,54	2,43	5,32	7,30	5,02
Apatit	—	0,67	—	0,34	1,34	2,02
Pyrit	—	—	0,11	—	—	—
Korund	—	—	—	—	0,71	—
Wollastonit	—	—	—	—	—	—

	6.	7.	8.	9.	
Quarz	35,76	25,56	31,50	23,70	—
Orthoklas	16,68	18,90	29,47	30,02	—
Albit	17,82	20,44	32,49	20,44	—
Anorthit	13,62	20,29	1,67	11,12	—
Hypersthen	3,39	6,31	—	8,85	—
Diopsid	—	3,40	0,43	3,66	—
Magnetit	4,41	3,02	0,93	0,23	—
Ilmenit	5,47	1,06	—	1,22	—
Apatit	0,34	0,67	—	0,34	—
Pyrit	—	0,22	—	—	—
Korund	2,96	—	—	—	—
Wollastonit	—	—	3,94	—	—

In dem Charnockit, dessen Analyse unter 9 gegeben ist, finden sich Schlieren eines dunkleren Materials, das anscheinend ein Differentiationsprodukt des Charnockitmagmas darstellt. Diese Schlieren entsprechen einem basischen Hornblende-Plagioklas-Gestein.

Von Gesteinen, die mit den Charnockiten verwandt sind, stammen die Analysen 10—13; und zwar sind 10, 11 und 13 von J. T. DONALD und 12 von E. G. RADLEY analysiert. Es ist:

10. Ein granathaltiger Orthoklas-Norit. Fundort: 12 Meilen von Colombo auf der Straße nach Ratnapura.

11. Ein Gestein zwischen Charnockit und Quarznorit. Fundort: Pusselawa.

12. Ein ebensolches Gestein; drei Meilen südöstlich Pusselawa.

13. Ein Gestein zwischen Charnockit und Hypersthen-Gabbro-Diorit von Nuwara Eliya.

Die aus den Analysen errechneten Mineralzusammensetzungen sind in einer weiteren Tabelle gegeben. Die wirkliche Mineralzusammensetzung für 10 ergibt 0,60 Quarz, 16,12 Orthoklas, 46,02 Plagioklase, 8,90 Hypersthen, 21,51 Granat, 5,61 titanhaltiges Eisenerz, 1,68 Apatit und 0,25 Pyrit. Zu dieser Gesteinsgruppe gehören weiterhin ein granathaltiger Hypersthen-Monzonit von südlich Kandy, ein granathaltiger Hypersthen-Hornblende-Gabbro von der Straße zwischen Pelmadulla und Haldumulla und ein zwischen Charnockit und Norit liegendes Gestein von Mahara. Diese drei sind beschrieben, ohne daß Analysen gegeben sind.

In den Charnockiten, die als Hypersthen-Granite aufzufassen sind, finden sich nur Hypersthen und Diopsid als femische Gemengteile in größerer Menge. Beide ähneln einander sehr und sind meist schwer zu unterscheiden. Beide sind blaßgrün, doch zeigt der Hypersthen einen geringen Pleochroismus, der dem Diopsid fehlt. Die dunkle Farbe der Charnockite ist hauptsächlich auf Einschlüsse im Quarz und in den Feldspäten zurückzuführen.

Granulit. Von diesem sind sieben Typen beschrieben und für drei Analysen angegeben (14—16). 15 ist von J. T. DONALD, die beiden andern sind von E. G. RADLEY analysiert. 14 stammt von dem Weg von Koslanda nach Pottuvil, 15 von Galaha, 16 von dem Weg von Ella nach Haputale. Eine weitere Tabelle gibt wieder die aus den Analysen errechneten Mineralzusammensetzungen. In Wirklichkeit finden sich aber in 14 außer dem Quarz, Apatit und Ilmenit noch 59,30 Mikroklin, Natronmikroklin und Mikroperthit, sowie 6,39 Granat; in 15 dagegen 63,01 Mikroperthit, 1,76 Granat, 2,40 Sillimanit neben dem Quarz und Apatit; in 16 wurden bestimmt: 30,12 Quarz, 31,14 Orthoklas, 7,58 Granat und 1,18 Biotit neben den Plagioklasen usw.

Sillimanit-Granat-Fels. Vier typische Vorkommen dieser Gesteinsgruppe wurden untersucht (Analyse 17—20). Einem Aufschluß an der Straße Passara-Ella westlich von Namanakula wurde 17 entnommen (anal. R. J. C. FABRY). Das Gestein verwittert außerordentlich leicht, namentlich die Granate. Die Ursache ist in dem hohen FeO-Gehalt der Granate zu suchen. Er beträgt 33 % der Granatsubstanz. Die wirkliche Mineralzusammensetzung ergibt: 30,36 Quarz, 2,78 Orthoklas, 20,55 Granat, 43,06 Sillimanit, 0,49 Limonit, 0,33 Apatit, 2,55 Kaolin.

Ein weiteres ähnliches Gestein (18) stammt von der gleichen Straße, Meile 9,5 (anal. RADLEY). Die wirkliche Mineralzusammensetzung ist: 30,96 Quarz, 12,23 Orthoklas, 2,62 Albit, 18,90 Granat, 17,18 Sillimanit, 0,76 Ilmenit, 4,11 Limonit, 0,34 Apatit, 1,00 Rutil.

Bei Passara überlagert der Sillimanit-Granat-Fels (19; anal. RADLEY) den Quarzit. Als tatsächliche Mineralzusammensetzung ergibt sich dafür: 27,42 Quarz, 17,24 Orthoklas, 19,91 Albit, 22,05 Granat, 11,62 Sillimanit, 0,34 Apatit, 0,89 Rutil.

Das vierte Gestein dieser Art fand sich 35 Meilen nordwestlich Passara (20; anal. FABRY).

Kristalline Kalke. Sie sind früher schon von mehreren Fundpunkten beschrieben worden (COOMARASWAMY 1902), auch Analysen wurden davon veröffentlicht, die dem Original wieder beigegeben sind. Meist bestehen die Marmore aus Calcit und Dolomit, wobei anzunehmen ist, daß letzterer erst später entstand. Als akzessorischer Gemengteil findet sich Forsterit, der häufig von Serpentin umgeben ist. Manchmal sind auch die Ränder des Forsterit bedeckt mit Pyroxennadeln, die einen Reaktionsrand darstellen zwischen Forsterit und den Carbonaten, wie er anderswo auch beobachtet wurde. Bei Randeniya wurde auch ein ziemlich reiner Magnesit und bei Maturata ein Lager von Hydromagnesit gefunden. Drei Horizonte kalkiger Schichten lassen sich auf der Insel auf größere Entfernung im Verlauf der großen N—S-Synklinale, die die ganze Insel bildete, verfolgen.

An Nutz mineralien liefert Ceylon vor allem Graphit und Edelsteine. Letztere finden sich meist in Seifen, nur Aquamarin, Mondstein und Amethyst wurden in Pegmatiten auf primärer Lagerstätte beobachtet. Thorianit kommt nur in geringerer Menge vor. Ein Vorkommen von Eisenerz nördlich Trincomalce, dessen Vorrat auf 5 Millionen t. geschätzt wird, wird noch nicht abgebaut. Im übrigen fehlen Eisenerze und sulfidische Erze.

	10.	11.	12.	13.	14.	15.
SiO ₂	51,24	67,34	71,74	55,40	76,25	75,70
TiO ₂	0,95	0,70	0,30	1,73	0,15	0,01
Al ₂ O ₃	19,74	17,01	11,13	18,70	11,16	14,34
Fe ₂ O ₃	5,10	—	2,96	0,72	0,34	0,50
FeO	6,38	5,35	1,70	7,29	1,38	0,19
MnO	0,14	0,08	0,53	0,15	0,45	—
MgO	2,64	0,72	0,55	2,12	0,11	0,25
BaO	—	—	0,05	—	0,05	—
CaO	7,52	4,48	3,42	8,25	1,16	0,87
Na ₂ O	3,40	3,77	4,65	3,89	3,75	3,95
K ₂ O	2,65	0,81	2,15	1,05	4,89	4,36
P ₂ O ₅	0,68	0,09	0,19	0,21	0,14	0,07
H ₂ O +	—	—	0,61	—	0,25	—
H ₂ O —	—	—	0,05	—	0,04	—
Summe	100,57 ¹	100,35	100,03	99,63 ²	100,12 ³	100,24

¹ Einschließlich 0,13 S. ² Einschließlich 0,12 S. ³ Im Original irrtümlich 100,10.

	16.	17.	18.	19.	20.
SiO ₂	68,54	57,04	57,96	64,79	63,41
TiO ₂	0,93	0,10	1,38	0,89	0,25
Al ₂ O ₃	13,69	33,10	24,01	18,14	17,82
Fe ₂ O ₃	0,07	0,40	3,51	1,50	3,26
FeO	4,66	7,29	6,16	5,90	5,97
MnO	0,53	0,06	0,24	0,36	0,09
MgO	0,81	0,73	1,05	1,33	1,94
BaO	0,18	—	—	—	0,03
CaO	2,89	0,75	0,68	1,07	1,13
Na ₂ O	1,62	0,03	0,35	2,33	1,86
K ₂ O	5,41	0,47	2,13	2,92	3,81
P ₂ O ₅	0,26	0,15	0,11	0,12	—
H ₂ O +	0,47	0,44	2,17	0,65	0,22
H ₂ O —	0,03	0,16	0,40	0,02	0,05
Summe	100,09	100,72	100,15	100,02	100,00 ¹
	10.	11.	12.	13.	14.
Quarz	0,60	27,78	31,02	5,46	33,54
Orthoklas	16,12	5,00	12,79	6,57	28,91
Albit	28,82	31,96	39,30	33,01	30,39
Anorthit	30,30	21,41	3,06	30,02	—
Hypersthen	11,54	10,64	—	11,16	0,66
Diopsid	2,29	—	5,01	8,35	4,77
Magnetit	7,42	—	4,41	0,93	—
Ilmenit	1,67	1,37	0,64	3,19	0,30
Apatit	1,68	0,34	0,34	0,34	0,34
Pyrit	0,25	—	—	0,26	—
Korund	—	2,00	—	—	—
Wollastonit	—	—	2,90	—	—
Akmit	—	—	—	—	0,95
	16.	17.	18.	19.	20.
Quarz	28,56	46,92	42,54	31,92	29,46
Orthoklas	31,69	2,78	12,23	17,24	22,24
Albit	13,62	—	2,62	19,91	15,72
Anorthit	13,07	3,06	2,78	4,73	5,56
Hypersthen	9,32	14,74	—	12,14	12,42
Diopsid	—	—	9,07	—	—
Magnetit	0,23	0,70	5,10	2,09	4,87
Ilmenit	1,67	0,15	2,74	1,67	0,46
Apatit	0,67	0,34	0,34	0,34	—
Pyrit	—	—	—	—	0,40
Korund	0,40	31,40	20,20	9,40	8,67
Wollastonit	—	—	—	—	—
Akmit	—	—	—	—	—

¹ Einschließlich 0,16 S.

- Schürmann, H. M. E.: Ofiolieten en abyssieten in Noord-Sumatra. (Ophiolite und Abyssite in Nordsumatra.) (De Mijnningieur. 10. 1929. 235—237. Mit 4 Phot.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1930. III. 83.
- Ziegler, K. G. J.: Kort bericht over het voorkomen van een granietgesteente in het strommgebied van de Tji Hara, District Tji Langkahan, Afdeling Lebak. Residentie Bantam. (Kurzer Bericht über das Vorkommen eines Granitgesteines im Stromgebiet des Tji Hara, Distrikt Tji Langkahan, Abteilung Lebak, Residentschaft Bantam.) (Jaarb. v. h. Mijnw. in Ned. Oost-Indien. 45. 1916. Verh. II. Batavia 1928. 48—54. Mit geol. Kartenskizze.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1929. III. 579.
- Neumann van Padang, M.: The obsidian of the Goenoeng Kiamis. (Fourth Pacific Congress Java 1929. Excursion guides. Excursion C. 2. 18 S. mit 3 Photos, 1 Kartenskizze 1 : 100 000 und 2 Prof.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1930. III. 80.
- Steiger, H. von: Petrografische beschrijving van eenige gesteenten uit de afdelingen Pangkadjene en Tanette van het Gouvernement Celebes en Onderhoorigheden. [Petrographische Beschreibung einiger Gesteine aus den Abteilungen Pangkadjene und Tanette des Gouvernements Celebes und der diesem unterstellten Gebiete.] (Jaarb. v. h. Mijnw. 42. 1913. Verh. 171—227. Batavia 1915. Mit 1 Karte.)
- Roothaan, H. Ph.: Geologische en petrografische schets der Talauden Nanoesa-eilanden. (Geologische und petrographische Skizze der Talaud- und Nanoesa-Inseln.) (Jaarb. v. h. Mijnw. in Ned.-Indie. 54. 1925. Verh. II. Weltevreden 1928. 174—220. Mit 1 Karte 1 : 200 000.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1928. III. 492—494.
- Musper, K. A. F. R.: Over den ouderdom der intrusiefgesteenten van Flores. (Über das Alter der Intrusivgesteine von Flores.) (De Mijnningieur. 9. 1928. No. 8. 163—165.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1928. III. 484.
- Ehrat, H.: Geologisch-mijnbouwkundige onderzoekingen op Flores. (Jaarb. v. h. Mijnw. in Nederl.-Indie. 54. 1925. Verh. II. Weltevreden 1928. 220—315. M. geol. schets Kaart 1 : 250 000.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1928. III. 484—487.
- H. Ph. Roothaan:** Notities omtrent eenige jonge Nederlandsch-Indische eruptiefgesteenten. [Notizen über einige junge niederländisch-indische Eruptivgesteine.] (Natuurk. Tijdschr. v. Ned.-Indie. Deel 89. Batavia 1929. 506—516.)
- Diese petrochemische Studie über 7 Gesteine aus bekannten Gruppen der Kalkalkalireihe bildet einen Beitrag zur Kenntnis der magmatischen Differentiation im Indischen Archipel.
- Die Ergebnisse der vom Verf. angefertigten Analysen lassen sich in folgender Tabelle zusammenfassen:

Gestein	Fundort	Berechnung nach Niceli										Magma
		si	ti	p	al	fm	c	alk	k	mg		
Pyroxen-Andesit	G. Dempo (Südsumatra)	202,6	2,8	0,2	33,5	24,6	25,7	16,2	0,34	0,42	quarzdioritisch	
Amphibol-Pyroxen-Andesit	Oeboel Mandah (Südsumatra)	207,7	1,9	0,1	35,9	23,9	21,0	19,2	0,34	0,29	quarzdioritisch	
Pyroxen-Olivin-Basalt	Oeloe Wai Djongkang (Südsumatra)	141,3	1,8	0,2	22,2	42,7	26,1	9,0	0,33	0,62	gabbrodioritisch	
Pyroxen-Andesit	Gipfel des G. Smeroe (Ostjava)	173,4	3,0	0,8	29,9	33,4	22,3	14,4	0,23	0,34	pelefitisch	
Pyroxen-Andesit	Gipfel des G. Smeroe (Ostjava)	159,9	2,0	0,3	34,9	25,1	28,4	11,6	0,25	0,37	anorthosit-gabbroid	
Pyroxen-Olivin-Basalt	Weg Peta-Taroena (Groß-Sangi, Nordostceebes)	104,0	2,4	0,2	20,2	43,9	30,2	5,7	0,22	0,56	pyroxenit-hornblendit-gabbroid	
Pyroxen-Basalt	Weg Peta-Taroena (Groß-Sangi, Nordostceebes)	146,4	2,6	0,4	27,0	36,6	25,6	10,8	0,33	0,44	normaldioritisch	

F. Musper.

H. Nöcker: Beiträge zur Petrographie von Südsumatra (Lamong-Distrikte). (Dissertation Münster i. W. Köln 1919. 53 S. Mit 1 Kartenskizze.)

Es werden Gesteine beschrieben, die 1908 von J. ELBERT in den Lampong-Distrikten gesammelt wurden.

Die Einleitung bildet eine geographische und geologische Übersicht auf Grund der Arbeiten von VERBEEK, VOLZ und ELBERT. Man kann daraus ersehen, daß wir im Grund genommen wenig Sicheres über dieses Gebiet wissen.

Folgende Gesteine werden petrographisch beschrieben:

Tiefengesteine: Granitit, Hornblendebiotitgranit, Gabbro, augitführender Hornblendediorit.

Ganggesteine: Granitporphyr, Aplit.

Ergußgesteine: Liparit (mit mikrofelsitischer, mikrogranitischer und glasiger Grundmasse), Dacit, Andesit (hornblende-, hornblendeproxen-, augithypersthen-, augit- und olivinführender Pyroxen-Andesit) und Leukophyr.

Tuffe: Liparittuff (Kristalltuff, agglomeratischer Liparittuff, dichter Liparittuff), Andesittuff (agglomeratischer und dichter Andesittuff).

Kristalline Schiefer: Gneis (Zweiglimmer-, Chlorit-Muscovit- und Biotitgneis), Amphibolgesteine (Plagioklas- und Albit-Amphibolit), Glimmerschiefer (Muscovit- und Sericitschiefer), Quarzit (Chlorit- und Glimmerquarzit).

Die Grundlage („Urgesteine der Lampong-Distrikte“) sind die kristallinen Schiefer, die besonders im N der Lampong-Bai auftreten. Sie werden von den älteren Eruptivbildungen, den oben genannten Tiefen- und Ganggesteinen, sowie von Leukophyr durchbrochen. Die genannten Ergußgesteine gehören den jüngeren Eruptionen an. Dacit tritt stark zurück gegenüber Lipariten und Andesiten, von denen die letzteren die weiteste Verbreitung haben. Reiner Hornblendeandesit ist selten, Biotit(führender)-Andesit fehlt. Unter den sehr mannigfaltigen Pyroxenandesiten sind besonders glasreiche häufig. Die Hypersthenandesite vom G. Batoe Soeloe und vom Fuß des G. Tanggang stimmen mit den japanischen „Sanukiten“ überein. Die Hornblendeandesite besitzen zumeist porphyritischen Habitus. Olivinführende Pyroxenandesite leiten zu den Basalten hinüber. Das Hauptverbreitungsgebiet der Liparittuffe ist die Ostküste der Lampong-Bai, das der Andesittuffe die Westküste und die davor liegenden Inseln. **F. Musper.**

H. A. Brouwer: Verbreitung von Alkaligesteinen auf Java. (Bericht über die Vorträge der Hauptversammlung der Geol. Vereinigung in Frankfurt a. M. am 5. und 6. Januar 1929.) (Geol. Rundsch. 20. 385.)

Nur kurzer Vortragsbericht. Auf Grund von Beobachtungen an einem Leucitphonolith und Trachyt in Verbindung mit einem Kalkauswürfling des

Vulkans Merapi (vgl. hierüber auch Ref. dies. Jb. 1929. II. 143—144) kann man sich Alkaligesteine entstanden denken durch Reaktion von andesitischen und basaltischen Magmen mit Kalkstein. Mit dieser Annahme steht „im Einklang, daß die Kalksteine der Südküste (von Java) nach S fallen, also nicht in den Untergrund der Vulkane hineingehen, während die Fazies des Tertiärs im nördlichen Teile der Insel eine starke Zunahme des Kalkgehaltes zeigt von West nach Ost“.

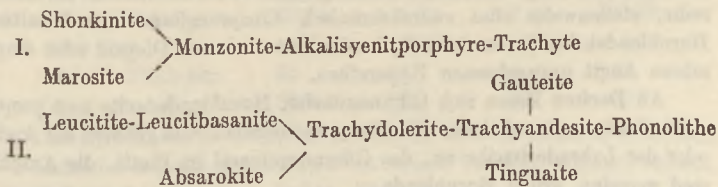
F. Musper.

J. O. Werdmüller: Petrographische Untersuchung von Eruptivgesteinen des Pik von Maros in Südwest-Celebes. (Schweiz. Mineralog. u. Petrogr. Mitteilungen. 6. Heft 2. 1926. 209—254. Mit 5 Taf. u. 2 Fig.)

Dem Verf. stand neues Gesteinsmaterial zur Verfügung, das von den beiden SARASIN und C. SCHMIDT 1895—1904 gesammelt worden ist. Die durch letzteren Forscher (sowie u. a. durch J. P. IDDINGS und E. W. MORLEY) gewonnenen Ergebnisse der Untersuchung von Gesteinen des Pik von Maros konnten dadurch erweitert werden.

Das gesamte Gesteinsmaterial wird auf Grund der Resultate der petrographischen Untersuchung klassifiziert, da keine nach geologischen Gesichtspunkten zusammengestellte Sammlung vorlag. An eine Anzahl holokristalliner, granitisch-körniger Gesteine schließen sich, durch Übergangsglieder verbunden, porphyrische und mikrolithische Gesteine an. Beschrieben werden: Monzonit, Shonkinite, Marosite (von IDDINGS und MORLEY als solche bezeichnete Gesteine, die eine Zwischenstellung zwischen den Shonkiniten und Theralithen einnehmen und deren Endglieder direkt zu den Theralithen hinüberleiten), Pegmatit in Marosit, pegmatitisch-schlieriger Marosit, Alkalisyenitporphyre, Bostonit, (bostonitische) Alkalitrachyte, Hornblende-, Ägirin- und Biotitrachyte, Phonolithe, Leucitphonolithe, Trachyandesite, Tinguait, Gauteite, Gauteit-Trachydolerit, Trachydolerit (und -glas), Absarokit, Leucitbasanite und Leucitite.

Durch 7 neue Analysen (ausgeführt von F. HINDEN) wird das bereits bekannte chemische Analysenmaterial ergänzt. Die Differentiation des Eruptivmagmas des Pik von Maros erfolgte in zwei deutlich getrennten Richtungen:



Die Eruptiva von Maros stellen eine mediterrane Provinz im Sinne NIGGLI's dar. Auch die aus den neuen Analysen errechneten NIGGLI'schen Molekularwerte liegen innerhalb der von BURRI für den Typus Maros-Highwood festgesetzten Grenzen.

F. Musper.

Friedrich Marcus Hünérwadel: Die Eruptivgesteine von Nord-Mittel-Soembawa (Niederländisch-Indien). (Inaug.-Diss. Basel 1921. 28 S. Mit 4 Taf.)

Ergebnisse der petrographischen Untersuchung von etwa 400 Handstücken, die in Nord-Mittel-Soembawa (Kleine Soenda-Inseln) von J. J. PANNEKOEK VAN RHEDEN gesammelt worden sind.

Andesite bedecken weitaus den Hauptteil des Gebiets, Dacite und Basalte treten dagegen stark zurück, während Tuffe allgemein verbreitet sind. Daneben kommen Korallenkalke vor, die an einer Stelle (Insel Ngali) im Kontakt mit Andesit zu Marmor umgewandelt sind. Die anstehenden Gesteine sind weitgehend mit Tuffen und Aschen bedeckt, die größtenteils dem großen Ausbruch des Vulkans Tambora entstammen.

Die Andesite sind zumeist Pyroxenandesite, denen Hornblende-Augitandesite und Hornblendeandesite an Verbreitung nachstehen. Die Dacite sind vor allem als Glimmerdacite entwickelt, ihnen gegenüber spielen Pyroxen-, Amphibol-Glimmer- und Amphibol-Dacite eine geringe Rolle. Die Basalte sind durch basaltische Augitandesite und olivinführende Augitandesite mit den Augitandesiten verbunden.

Zwischen den Verbreitungsgebieten von Alkaligesteinen (Leucittephrite und -basanite) im O (Tambora) und W (G. Sangenges) des behandelten Gebiets (auf eine Breite von 40 km) treten ausschließlich Andesite, Dacite und Basalte auf.

F. Musper.

Fritz Drescher: Eruptivgesteine der Insel Flores (Inaug.-Diss. Basel 1921. 48 S. Mit 2 Taf.)

Verf. hat die petrographische Untersuchung eines Teils der von J. J. PANNEKOEK VAN RHEDEN auf Flores und einigen naheliegenden Inseln gesammelten Gesteine übernommen.

Es fanden sich nur Kalkalkaligesteine (von tertiärem bis rezemtem Alter): Andesite (vorherrschend), Dacite und Basalte. Für wahrscheinlich prätertiär wird ein Quarzdioritaplit und ein Diabasgeröll gehalten.

Die Andesite sind zumeist Hornblende-, Hornblendeproxen-, Pyroxen- (am häufigsten) und Augitolivinandesite; letztere bilden Übergänge zu den Basalten. Die Plagioklase der Andesite gehören in die Labradorit- bis Anorthitreihe, stellenweise sind charakteristisch Einsprenglinge von basaltischen Hornblendekristallen und häufig beobachtet man von Diopsid oder diopsidischem Augit umwachsenen Hypersthen.

An Daciten lassen sich Glimmerdacite, Hornblendedacite und propylitisierte Dacite unterscheiden. Die Einsprenglingsfeldspäte gehören der Andesin- oder der Labradoritreihe an, das Glimmermineral ist Biotit, die Amphibole sind gemeine, grüne Hornblende.

Die Basalte sind vertreten durch Feldspat-, Hypersthen- und eigentliche Basalte. Ihre Plagioklaseinsprenglinge sind Bytownit oder Anorthit. Der Olivin ist oft in Iddingsit und chloritähnliche Substanzen umgewandelt, seltener in Antigorit und Opal.

F. Musper.

A. Lacroix: La composition des laves basaltiques de l'Indochine. (Comp. Rend. 186. 1928. 985—991.)

Im S von Annam, in Cochinchina und Cambodge sind tertiäre und rezente Vulkane mit basaltischen Laven weit verbreitet. Es handelt sich um eine Kalk-Alkali-Serie, die bei der Verwitterung Terra rossa liefert, auf der die Plantagen von Hevea und Caféier liegen. Die einen Basalte haben einen Überschuß, die andern ein Defizit an Kieselsäure. In den ersteren ist ein sehr Mg-reicher Augit (Pigeonit), charakterisiert durch einen kleinen optischen Achsenwinkel, manchmal sogar Null. In der extremen Art ist der Augit titanhaltig. Bronzit wurde nur bei den Vorkommen von Annam (Tambot und Pleiku) festgestellt. Ilmenit findet sich in doleritischen Basalten sehr reichlich. Wenn ein Glas vorkommt, so ist dies häufig in ein doppelbrechendes faseriges Produkt umgewandelt, das optisch positiv und dem Bardolit vergleichbar ist.

Olivinknollen finden sich nur im Nam Theum-Tal (Nordannam) und in den submarinen Eruptionsprodukten (1923) der Insel Cendres. Alle Stadien der Kristallisation eines basaltischen Magmas können bei Tambot am Wege von Dalat nach Pan Thiet studiert werden, wo ein Labradorandesit in Basalt übergeht, porphyrische Struktur herrscht und reichlich Bronzit vorhanden ist. Diese Massen erinnern an Palatinit.

Die 4 folgenden Analysen sind von Basalten α mit viel freier Kieselsäure:

	1.	2.	3.	4.
SiO ₂	53,86	53,82	51,74	50,34
Al ₂ O ₃	16,67	15,12	14,91	12,85
Fe ₂ O ₃	2,76	1,76	3,18	3,78
FeO	5,37	8,91	6,86	7,72
MgO	4,91	5,58	7,02	5,71
CaO	9,00	9,06	8,90	8,98
Na ₂ O	3,05	2,39	2,65	2,80
K ₂ O	0,57	0,57	0,72	1,36
TiO ₂	1,74	1,42	1,60	2,08
P ₂ O ₅	0,34	0,23	0,30	0,42
H ₂ O +	0,66	0,65	1,22	1,83
H ₂ O —	0,79	0,64	1,13	2,11
MnO	0,12	0,15	0,19	0,25
Summe.	99,84	100,30	100,42	100,23
freie SiO ₂	8,7	7,7	4,8	3,5
An im Plagioklas .	54	58	54	43
Σ_b	30,6	38,8	40,1	42,7

1. Labrador-Andesit α , übergehend in Basalt, Tambot (Annam), doleritisch.
2. Labrador-Andesit α , übergehend in Basalt, Tambot (Annam), vitrisch.
3. Doleritischer Basalt α , Yabak, Südannam.
4. Doleritischer Basalt, α , Lienh Khanh, Südannam.

Die Analysen 5—11 sind Basalte β , ohne freie Kieselsäure, reich an Olivin. Sie herrschen in Indochina vor. Der Plagioklas ist ein dem Labrador benachbarter Andesin; sein An-Gehalt schwankt zwischen 41 und 48 %. Labrador ist selten.

	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.
SiO ₂ . . .	50,46	48,62	47,88	48,08	46,02	48,14	45,44
Al ₂ O ₃ . . .	15,00	15,51	14,47	14,75	14,14	14,32	16,14
Fe ₂ O ₃ . . .	3,06	3,16	2,82	5,70	4,08	2,12	3,89
Fe ₃ O . . .	7,96	7,18	8,32	5,59	7,27	8,71	7,22
MgO . . .	7,32	6,40	8,84	7,79	8,28	8,09	9,02
CaO . . .	8,72	8,48	8,76	9,14	10,24	10,52	8,98
Na ₂ O . . .	2,93	3,15	3,17	3,34	3,11	3,06	3,02
K ₂ O . . .	1,45	1,99	1,57	1,73	1,51	1,53	1,63
TiO ₂ . . .	1,82	2,40	1,81	2,16	2,44	1,88	2,22
P ₂ O ₅ — . . .	0,44	0,51	0,46	0,49	0,52	0,53	0,32
H ₂ O + . . .	0,16	1,07	1,43	0,55	0,83	0,47	1,15
H ₂ O — . . .	0,24	1,55	0,37	0,58	0,76	0,19	0,72
MnO . . .	0,18	0,16	0,22	0,20	0,23	0,07	0,23

Summe	100,34	100,18	100,12	100,10	100,01	100,53	100,12
				0,58 CO ₂	0,90 CO ₂	0,07 Cl	0,07 SO ₂
An . . .	48	45	44	41	46	45	58
Σ _b . . .	42,5	37,1	42,1	40,7	43,6	42,5	40,3

5. Suzannah (Dan-giai), Westcochinchina.

6. Djiring, Südannam.

7. Hon-quan, Westcochinchina.

8. 69 km von Kompongtham, Westcambodge.

9. 62 km von Lao Bao bis Dong Ha, Annam.

10. 95 km von Phnom-Penh, Cambodge.

11. Ban Houei Sai, Mékong, Haut Laos.

Aus den Analysen 12—17 ergibt sich ein Nephelingealt, der sich aber mineralogisch nicht ausdrücken läßt. Verf. nennt diese Gesteine basanitische Basalte. Das Gestein von Pailing ist ein wirklicher Limburgit (Anal. 17). Die Analyse 15 von der Insel Cendres entspricht mit 40 % An einem Andesinbasalt, die übrigen Labradorbasalten.

	12.	13.	14.	15.	16.	17.
SiO ₂	41,86	46,98	45,92	48,12	43,88	43,50
Al ₂ O ₃	11,71	13,67	13,43	15,86	12,08	13,91
Fe ₂ O ₃	3,92	3,01	2,63	2,93	4,13	3,62
FeO	8,36	8,46	11,16	8,02	7,54	8,50
MgO	10,73	9,73	8,84	6,33	10,67	8,48
CaO	10,58	10,38	9,42	7,58	10,28	10,78
Na ₂ O	2,32	3,18	2,95	4,53	2,95	3,30
K ₂ O	2,07	1,59	1,78	2,44	1,92	2,20
P ₂ O ₅	0,84	0,51	0,53	0,66	0,85	0,84
H ₂ O +	2,71	0,44	0,62	0,42	1,25	0,78
H ₂ O —	0,97	0,25	0,15	0,23	1,33	0,43
MnO	0,17	0,17	0,25	0,20	0,18	0,15
CO ₂	1,42	—	—	—	—	1,03
Summe	100,19	100,35	99,92	100,12	100,40	100,34
An	56	52	52	40	51	58
Σ _b	49,4	50,1	49,8	37,8	51,7	46,9

12. Giardi, Südannam.
13. 17 km Kompong Cham à Skonn.
14. Tal Nam Noi, Südvinh, Nordannam.
15. Insel Cendres, Küste von Annam.
16. Dran, Südannam.
17. Limburgit von Pailing, Westcambodge.

Der Basalt von Giardi (Anal. 12) enthält Calcit in den Hohlräumen.

Die Basaltgesteine Indochinas sind mit denen von Nordchina zu vergleichen. Sie sind aber vollständiger insofern, als von Nordchina keine β -Basalte bekannt sind. Andererseits sind die Nephelintypen in Indochina weniger entwickelt.

M. Henglein.

P. Teilhard de Chardin: La nature et la succession des éruptions postpaléozoïques en Chine septentrionale. (Compt. Rend. 186. 1928. 960—961.)

Verf. berichtet über die Eruptivgesteine und die Tektonik von Tehéli, nördlich der Großen Mauer, Distrikt Jehol im Wei-tchangmassiv. Orogenetische Bewegungen fanden in zwei Phasen statt. An die erste Phase sind die Andesite und Dacite gebunden, an die zweite die Rhyolithe und Mikrogranite, welche gewöhnlich auf den Rand der Diapirantiklinalen oder deren Längsachse lokalisiert sind. Das jüngere Alter der Rhyolithe gegenüber den Andesiten ist bewiesen durch das Eindringen der Rhyolithe in die Andesite, durch Einschlüsse von Andesit im Rhyolith, Überlagerung rhyolithischer Konglomerate auf andesitischen. Die Rhyolithe sind häufig von granitischen und dioritischen Intrusionen begleitet. Im SO von Dalai-noor (K'ing-pang) haben diese Intrusionen, die sogar jünger als die rhyolithischen Konglomerate sind, das verwickelte System der Andesite und Rhyolithe mit Turmalin imprägniert.

Diese verschiedenen Eruptionen, besonders die Rhyolithe, sind durch ihren Umfang bemerkenswert und lassen vermuten, daß die Faltungsbebewegungen von intensiven Bruchbildungen begleitet waren.

Dann setzte eine Zeit der Erosion ein, wodurch die Penepain (1500 bis 1800 m Höhe) gebildet wurde, durch deren Zerstückelung die heutige Oberflächenform von Jehol gebildet wurde. Brüche, besonders am Rand der Gobi, haben mächtige Basaltmassen empordringen lassen, deren Alter wahrscheinlich nicht viel höher ist als das Pliocän. Quartäre Limburgite finden sich in der Nähe von Dalai-noor. Alle die genannten Gesteine bilden eine Kalk—Alkali-Serie.

M. Henglein.

T. Ogura: The Quartz-basalt of Taradake, Japan. (Geol. Mag. 66. 1929. 68—71. Mit 2 Taf. u. 1 Karte.)

Von mehreren Lokalitäten in Japan sind Quarzbasalte bekannt. In der Nachbarschaft des Taradake-Vulkans im südwestlichen Kyushu intrudierten, bezw. überfluteten dacitische und basaltische Magmen tertiäre Sedimente.

Am Westfuß des genannten Vulkans finden sich Aufschlüsse von Dacit. Dieses Gestein ist weiß und zeigt Einsprenglinge von Quarz, Oligoklas,

Apatit und wenig Hornblende. Der Quarz ist in korrodierten, bipyramidalen Kristallen zu beobachten. Die Hornblende ist sehr stark opacitisiert, die Oligoklase sind prismatische oder tafelige Kristalle von zonarem Bau und mit Karlsbader und Periklinverzwillingung. Grundmasse felsitisch.

In der Nähe finden sich Aufschlüsse von Olivinbasalt: Kleine prismatische Feldspatkristalle, polysynthetisch nach dem Albitgesetze verzwillingt, Augit, Olivin und Magnetit sind in eine holokristalline Grundmasse (hauptsächlich Feldspat) eingebettet.

Zwischen beiden werden Aufschlüsse von Quarzbasalt, der in tertiären Sandstein eingedrungen ist, beobachtet. Das Gestein ist dunkel und zeigt Einsprenglinge von Quarz und Feldspat. Die Feldspäte sind gerundet und stark korrodiert, deutlich zonar gebaut (Oligoklas). Der Olivin des Gesteines ist gewöhnlich unfrisch, Augit ist in kleinen farblosen Körnchen zu beobachten. Die Quarzkörner sind gerundet, stark korrodiert und erreichen bis zu 1 mm Durchmesser. Der Quarz ist nur selten unverändert, gewöhnlich von zahlreichen Sprüngen durchzogen, die von einer amorphen Substanz ausgefüllt sind. Sehr häufig ist er in ein Aggregat von prismatischen Kristallen umgewandelt, die als Tridymit anzusprechen sind.

Es ist anzunehmen, daß der Quarz im darüberliegenden dacitischen Magma gebildet wurde, von dort in das mehr basische basaltische Magma herabsank und hier bei Temperaturen von 900—1200° teilweise in Tridymit umgewandelt und damit zu einem Bestandteile des Basaltes wurde.

Die Untersuchungen werfen auch ein Licht auf die Eruptionsfolge dieses Magmenbezirkes. Die ältesten Bildungen sind die Dacite, dann folgen die Quarzbasalte und schließlich die Olivinbasalte. **F. Machatschki.**

H. Tsuya: On the geological structure of the Oku-Tango Peninsula. (Bull. Earthqu. Research Inst., Tokyo Imp. Univ. 5. 1928. 139—158.)

Nach einer Zusammenfassung von T. KATO im Japanese Journ. of Geol. and Geogr. 6. 1928. 39—40) besteht die Eruptionsfolge aus: Weite Oberflächen-ergüsse von Paläoandesiten mit Tuffen. Gleichaltrig beschränkte Liparite. Miocäne Sedimente des Hangenden zeigen Faltung und Bruchbildung. Ausbrüche von hornblendeführenden Augit-Andesiten, Hypersthen-Andesiten und Augit-Hypersthen-Andesit. Stellenweise Liparit als jüngster tertiärer Erguß. Pleistocäne Aufrichtung. Ausbruch von hornblendeführenden glasigen Andesiten, Augit-Hypersthen-Andesit und Hornblende-Andesit. Darauf folgt dann bis in die Jetztzeit mehrfach Aufrichtung und Bruchbildung.

Erich Kaiser.

P. Tomita: The geological history of the Dôgo Island, Oki. (Journ. Geol. Soc. Tokyo 1927. 34. 337.)

Nach einer Zusammenfassung von T. KATO im Japanese Journ. of Geol. and Geogr. 1928. 6. 40—41) liegt das ältere Neogen auf Gneis. Aufrichtung ist sodann begleitet vom Ausbruch von Andesit und älterem Basalt. Jüngere (pliocäne) Sedimente gehen weiter der Eruption von Alkaligesteinen

(Trachyandesite, Alkaliliparite, Liparitfelsit, Alkalitrachyt, Comendit, Alkali-quarzporphyr usw.) voraus. Letztere Eruptiva werden überlagert von Diluvium, in welchem sich starke Krustenbewegungen und Ausbrüche von Alkalibasalt, Basalt und Dolerit zeigen. **Erick Kaiser.**

Afrika.

Henri Termier: Sur les Ankaratrites du Maroc Central. (Compt. Rend. 187. 1928. 351—352.)

Dieser Typ von Gesteinen, durch A. LACROIX, Compt. Rend. 163. 1916. 256 definiert, wird zum erstenmal von Marokko bekannt, und zwar von Itzer und Azrou. Sie werden betreffs ihrer Bildungszeit in das Quartär verlegt.

1. Melilithankaratrit von Dj. Si Mguid, 2200 m Höhe, auf Lias südlich Aïn Leuh mit Peridot, Augit, Apatit und viel Melilith (Pflockstruktur). Die Mikrolithe bestehen aus Augit, Magnetit und Perowskit. Bei Dj. Anach, 1 km südwestlich Si Mguid, enthält das Gestein mehr Nephelin und Analcim. Auf der Spitze des Bekrit bilden Augitnadeln eine Aureole um Olivin und Melilith erscheint nur in kleinen Prismen.

2. Nephelinankaratrit. Melilith fehlt; sonst wie vorher. Vorkommen: Dj. Tastafai't 10 km südlich Itzer und Achim Assoubou, südwestlich Timhadit. Mit Analcimeinschlüssen und Zeolithen auf den Klüften.

3. Hauynnephelinankaratrit. Dj. Toumguit, südlich Si Sbeir und nordöstlich Si Mguid. Eine Kuppel durchdringt die obere Kreide 2 km nördlich Bekrit und zeigt ein Gestein von eutaxitischer Struktur als Phänomen einer diffusen Differentiation. Olivin und Hauyn enthalten Einschlüsse von Mikrolithen des Titanaugits, Magnetit und Nephelin. Stellenweise tritt Ägirin auf.

4. Limburgitische Ankaratrite. Sie bestehen fast nur aus Olivin, Augit und Magnetit, ohne jede Spur von Feldspat. Ihr Reichum an gefärbten Elementen und ihre Armut an Glas gaben dem Verf. Veranlassung, sie nicht als reine Limburgite zu bezeichnen. Sie wurden festgestellt 1 km südlich Si Rached, zwischen Timhadit und Guenfou, bei Si Aliou Mohamed mit abgerundetem Quarz von Augit umgeben und endlich mit Hohlräumen von Zeolithen ausgefüllt, mit Biotit und brauner Hornblende auf der kleinen Kuppel südlich von Aguelmane Messaoud.

Verf. verweist noch auf die Analogie zwischen marokkanischen und gewissen Gesteinen vom Kap Vert bei Dakar und von den Inseln des Kap Vert.

M. Henglein.

V. Babet: Sur les roches cristallophylliennes du Mayombe, Afrique équatoriale française. (Compt. Rend. 187. 1928. 348—350.)

Die Kette von Mayombe, parallel der atlantischen Küste verlaufend, besteht aus Gneis, Glimmerschiefer, Sericitschiefern usw., wovon die Geologen des Kongo eine kristallophyllitische Serie in das Archaicum gestellt haben, wo sie überlagert sind von Schiefen, Quarziten, Psammiten, Sandsteinen einer zweiten metamorphen Serie. Die beiden Serien bilden den unteren

Teil der Falten, die von jüngeren Schichten bedeckt sind. Die kristallophyllitischen Gesteine werden in Feldspatgesteine mit Gneisfazies und in feldspatfreie Gesteine eingeteilt. In den Feldspatgesteinen ist der Feldspat Albit, manchmal ein wenig kalkig, sericitisiert; die weißen Gneise von Loukénéne führen noch Chlorit und Quarz (Anal. 1) und haben alkalischen Charakter. Andere sind Kalk-Alkaligneise mit 2 Glimmern (Anal. 2). Der Plagioklas darin enthält 26 % Anorthit. Die beiden Gneise (Anal. 1 und 2) enthalten bis 4,9 % freie Al_2O_3 und sind wohl auf Kosten von Arkosen.

Die Analysen von F. RAOULT zeigen alle einen Gehalt an freiem Al_2O_3 , der in Anal. 3 11 % erreicht, sowie einen hohen primären Kalkgehalt. Sie sind alte metamorphosierte Sedimente. Die Gesteine von Mayombe gehören zur oberen Zone, welche durch Albit, Chlorit, Sericit, Epidot charakterisiert sind.

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	77,50	59,86	53,90	41,94	41,58	48,42
Al ₂ O ₃	14,07	17,30	17,52	13,70	17,66	14,30
Fe ₂ O ₃	0,41	1,38	5,59	3,12	6,61	4,04
FeO	0,70	4,38	5,58	10,17	4,38	8,21
MnO	0,05	0,12	0,16	0,30	0,25	0,24
MgO	Spuren	2,40	5,37	4,68	3,65	4,16
CaO	0,54	4,48	2,16	10,88	20,18	10,90
Na ₂ O	4,61	3,19	0,39	1,45	0,67	0,64
K ₂ O	1,76	3,28	2,14	2,66	0,18	1,20
TiO ₂	Spuren	0,96	1,00	1,89	1,04	1,58
P ₂ O ₅	0,09	0,28	0,14	0,22	0,12	0,29
H ₂ O +	0,55	0,45	5,45	2,63	0,64	2,43
H ₂ O —	0,11	0,20	0,32	0,11	0,20	0,15
CO ₂	—	1,73	—	6,24	2,63	3,34
{ S	—	—	—	0,17	0,22	0,14
{ Fe	—	—	—	0,14	0,19	0,11
	100,39	100,01	100,12	100,30	100,20	100,15

1. Sericitaltitgneis, Zusammenfluß der Loukoula, Tal von Loukénéne.
 2. Zweiglimmeraltitgneis, Bilinga à Bilala.
 3. Chlorit epidotglimmerschiefer.
 4. Kalk epidotglimmerschiefer.
 5. Epidotit.
 6. Kalkglimmer epidot.
- 3—6 Tal von Loukénéne.

M. Henglein.

Jacques Bourgart et M. E. Denaeyer: Sur les caractères lithologiques des roches intrusives du Massif Central saharien. (Compt. Rend. 186. 1928. 155—157.)

Das Zentralmassiv der Sahara besteht aus Amphibolschiefern, Quarziten, Amphiboliten, Glimmerschiefern, Cipolin und Gneis. Die Metamorphose nimmt von der Peripherie gegen die Mitte zu. Das Ganze ist durchzogen von Graniten, Dioriten, Pegmatiten u. a. Bei der Faltung sind sie zerbrochen und zerrieben worden; oft sind sie rekristallisiert.

Die granitischen Intrusionen dieses kristallinen Schieferkomplexes sind im allgemeinen Gesteine mit Quarz, Alkalifeldspat und Plagioklas, arm an Fe-, Mg-Verbindungen. Biotit und grüner Amphibol sind am häufigsten. Die Granite sensu stricto (Mikroclin oder Orthoklas > Oligoklas) sind am verbreitetsten. Abarten sind monzonitische, granodioritische, akeritische Granite, Quarz-Oligoklasite und Quarzdiorite. Ihre Struktur ist meist granitisch, manchmal porphyrisch. In bezug auf den freien SiO_2 -Gehalt gehen sie über in Kalk-Alkalisyenite, Diorite und manchmal zum Gabbro. Oft fand Mylonitisierung statt. Analysen von F. RAOULT:

	a.	b.	c.	A.	d.	e.
SiO_2	74,26	71,26	72,08	62,32	63,78	50,92
Al_2O_3	13,59	15,55	13,47	17,11	18,17	16,00
Fe_2O_3	0,74	0,29	2,01	2,01	0,78	2,82
FeO	0,96	1,01	1,99	1,09	1,73	9,86
MnO	0,09	0,05	0,10	0,09	0,05	0,19
MgO	0,11	Spuren	0,25	0,28	Spuren	2,98
CaO	0,76	1,04	2,68	2,74	1,74	7,12
Na_2O	3,96	4,34	3,96	4,83	3,71	3,15
K_2O	5,03	5,85	2,60	4,45	8,81	1,88
TiO_2	0,09	0,12	0,24	0,38	0,38	2,75
P_2O_5	0,05	0,09	0,15	0,10	0,22	0,70
$\text{H}_2\text{O} +$	0,37	0,42	0,49	0,40	0,46	0,77
$\text{H}_2\text{O} -$	0,09	0,15	0,22	0,30	0,11	0,17
CO_2	—	—	—	—	—	0,37
	100,10	100,17	99,94	100,10	99,94	99,68
freie SiO_2 % .	30,1	20,9	32,7	15,2	4,3	4,3
An % des						
Plagioklas . .	8,5	10	25	22	17,5	47.

a) Kalk-Alkaligranit, hololeukokrat, Grenze der Alkaligranite; Massiv von Tinggor.

b) desgl., Grenze der Monzonitgranite; Isediye (Bas Ahaggar).

c) Akeritischer Granit; Taman'asset (Ahaggar).

A. „ „ Melfi (Chari); beschrieben von A. LACROIX, Bull. soc. Géol. France. 4. sér. 25. 1925. 496.

d) Kalkkali-Syenit α (Hudsonit); Gara Dehin (Tefedest).

e) Hypersthen-Diorit α ; oued Ahalii (Fort Motylinski, Ahaggar).

M. Henglein.

Schürmann, E.: Über die chemische Zusammensetzung einiger Alkaligesteine aus der östlichen Arabischen Wüste Ägyptens. (Cbl. f. Min. etc. 1928. A. 121—126.)

W. F. Hume, H. F. Harwood and H. L. Riley: Notes on some Analyses of Egyptian Metamorphic Rocks (Schists). (Geol. Mag. 66. 1929. 540—547.)

Analysen und kurze Beschreibung einer Reihe von kristallinen Schiefen aus den Wüstengebieten von Ostägypten.

I. Aus der Gegend der alten Beryllgruben von Sikait, Zabara, und Um Kabu ist eine Serie von Glimmer-, Talk- und Hornblendeschiefern bekannt, die zwischen liegendem Gneis und hangendem Serpentin eingeschaltet sind. Alle Schiefer dieser Gegend sind Orthoschiefer (1.—4.).

1. Glimmerschiefer von Sikait. Es ist dies das eigentliche beryllführende Gestein. Der Beryll kommt gewöhnlich in Quarzknuern im Schiefer vor. Der Glimmer ist Phlogopit.

2. Talkschiefer von Wadi Allawi, Zabara. Er besteht aus Talk und Magnetit und leitet sich wahrscheinlich von Serpentin her.

3. Hornblendeschiefer von Wadi Sikait. Ein metamorpher Natrondolerit, der mit einem Hornblendegneis vergesellschaftet ist.

4. Quarzschiefer von Wadi Sikait, ein weiß und rosa gebändertes Gestein, das neben Quarz noch Orthoklas, etwas Mikroklin und Muscovit enthält. Wahrscheinlich ein mylonitisierter Granodiorit oder Pegmatit.

II. Schiefer aus anderen Gegenden Ostägyptens.

5. Chloritschiefer von Wadi El Dagbag. Er enthält neben vorwiegendem Chlorit und Talk noch Titanit und Tremolit.

	1.	2.	3.	4.	5.
SiO ₂	45,26	60,64	50,01	76,36	36,72
Al ₂ O ₃	8,19	0,95	13,15	13,05	13,26
Fe ₂ O ₃	2,03	0,46	2,36	0,13	0,84
FeO	5,09	4,52	7,76	0,27	8,59
MgO	23,59	28,58	8,42	0,37	24,19
CaO	0,54	0,13	10,07	0,55	5,35
Na ₂ O	1,53	—	3,40	4,00	—
K ₂ O	8,11	—	0,39	5,12	—
H ₂ O +	2,20	4,92	1,69	0,18	8,27
H ₂ O —	0,30	0,04	0,07	0,14	0,22
CO ₂	—	—	0,48	—	—
TiO ₂	0,08	—	1,35	0,03	1,64
ZrO ₂	Spur	—	—	Spur	—
P ₂ O ₅	0,05	—	0,17	—	0,35
Cl	Spur	—	Spur	0,02	Spur
S	0,06	0,02	0,02	0,03	—
MnO	0,06	0,02	0,16	Spur	0,17
SrO	—	—	—	—	—
BaO	—	—	—	Spur	—
Li ₂ O	Spur	—	Spur	Spur	—
Cr ₂ O ₃	0,09	0,08	0,03	—	—
V ₂ O ₅	0,02	—	0,04	—	0,04
NiO	Spur	0,17	—	—	0,10
F	5,02	—	—	—	—
C	—	—	0,30	—	—
— O (für F + S)	— 2,14	— 0,01	— 0,01	— 0,01	—
Summe	100,19	100,52	99,87	100,24	99,74

	6.	7.	8.	9.	10.
SiO ₂	44,91	89,97	68,60	57,42	62,82
Al ₂ O ₃	7,28	5,04	13,82	18,02	13,07
Fe ₂ O ₃	1,78	0,88	1,04	3,71	3,83
FeO	7,62	0,34	2,78	3,80	3,32
MgO	24,69	0,40	1,74	3,76	3,54
CaO	3,44	0,46	3,10	1,83	2,19
Na ₂ O	Spur	—	3,67	3,35	3,98
K ₂ O	Spur	1,74	1,70	2,97	2,28
H ₂ O +	7,53	0,66	1,63	2,84	1,91
H ₂ O —	0,61	0,12	0,13	0,62	0,54
CO ₂	0,72	—	0,98	0,46	0,06
TiO ₂	0,62	0,20	0,48	0,87	0,63
ZrO ₂	—	0,02	—	—	—
P ₂ O ₅	0,10	0,12	0,06	0,32	0,45
Cl	Spur	Spur	Spur	Spur	Spur
S	0,02	0,02	0,03	0,04	0,02
MnO	0,11	Spur	0,08	0,13	1,23
SrO	—	—	—	—	—
BaO	—	—	0,01	Spur	Spur
Li ₂ O	—	Spur	Spur	—	—
Cr ₂ O ₃	0,04	—	—	—	—
V ₂ O ₅	0,05	—	0,02	0,04	—
NiO	Spur	—	—	—	—
F	—	—	—	—	—
C	0,43	—	0,43	—	—
Weniger O (für F + S)	— 0,01	— 0,01	— 0,01	— 0,01	— 0,01
Summe	99 94 ¹	99,96	100,29	100,17	99,86

Normberechnung für Analyse 3, 4, 6 und 8.

	3.	4.	6.	8.
Quarz	—	32,23	—	32,82
Orthoklas	2,83	30,05	—	10,02
Albit	28,84	33,42	—	30,93
Anorthit	19,89	2,31	11,87	8,84
Korund	—	0,26	2,95	2,76
Diopsid { CaSiO ₃	10,96	—	—	—
{ MgSiO ₃	6,89	—	—	—
{ FeSiO ₃	3,40	—	—	—
Hypersthen { MgSiO ₃	7,54	0,90	55,04	4,30
{ FeSiO ₃	3,76	0,29	10,42	3,51
Olivin { Mg ₂ SiO ₄	4,45	—	4,33	—
{ Fe ₂ SiO ₄	2,42	—	0,90	—

¹ Im Original 99,83 %.

Magnetit	3,36	0,23	2,55	1,62
Ilmenit	2,58	0,04	1,21	0,91
Pyrit	0,04	0,06	0,04	0,06
Apatit	0,34	0,17	0,23	0,13
Chromit	—	—	0,07	—
Calcit	1,00	—	1,60	2,20
Wasser	1,76	0,32	8,14	1,76
Kohlenstoff	0,30	—	0,43	0,43

6. Chloritschiefer von Sukari. Ursprung von 1, 5 und 6 unsicher.

7. Schiefer von Atiri, Nordsudan. Er enthält hauptsächlich Quarz, daneben Biotit, Muscovit, etwas Turmalin und Granat. Wahrscheinlich ein metamorpher Sandstein.

8. Schiefer von Wadi Shalul. Quarz, 30 % Albit, etwas Biotit. Ursprünglich ein sandiger, alkalireicher Tuff.

9. Knotenschiefer von Südostsinaï. Ein sehr feinkörniges, kontaktmetamorph verändertes Sediment (Granitintrusion), welches nur Biotit, Chlorit und Graphit führt. Vielleicht sind auch Cordierit und Granat vorhanden.

10. Granatführender Schiefer von Akasha, Nordsudan. Sehr ähnlich in der Zusammensetzung dem Schiefer Nr. 9. Ursprünglich ein mehr sandiges Sediment.

F. Machatschki.

L. Duparc et E. Molly: Sur la présence de la Kényite sur le plateau Abyssin. (C. R. Soc. Phys. et Hist. nat. Genève. 45. 1928. 22—23.)

Die Straße von Nekamti nach Addis-Abeba im abessynischen Hochplateau führt in der Nähe von Quela Bilo an einem Eruptivgang vorbei. Das Gestein besteht aus zahlreichen bis 2 cm langen Anorthoklasen in einer dunklen glasigen Grundmasse. Es ist identisch mit dem Kenyit von Kenya, wie ebenfalls die chemische Analyse zeigt: $\text{SiO}_2 = 53,77$; $\text{TiO}_2 = 0,57$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 21,47$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 3,54$; $\text{FeO} = 1,80$; MnO Spuren; $\text{MgO} = 0,78$; $\text{CaO} = 2,15$; $\text{Na}_2\text{O} = 8,03$; $\text{K}_2\text{O} = 4,24$; $\text{H}_2\text{O} = 3,67$; $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,14$. Summe = 100,16.

M. Reinhard.

L. Dupary et E. Molly: Sur la Tokéite, une nouvelle roche d'Abyssinie. (C. R. Soc. Phys. et Hist. nat. Genève. 45. 1928. 24—25.)

Das Gestein stammt vom E-Abhang der Kammer von Toké, über welchen die Straße von Nekamti nach Addis-Abeba führt. Es ist schwärzlich, basaltisch und enthält in einer Grundmasse von Augit- und Magnetitkörnchen, die stellenweise von Plagioklaszwischenmasse cementiert werden, reichlich Einsprenglinge von Augit, weniger Olivin und Magnetit. Die Analyse ergab: $\text{SiO}_2 = 43,60$; $\text{TiO}_2 = 2,22$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 10,65$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 3,53$; $\text{FeO} = 7,15$; $\text{CaO} = 17,42$; $\text{MgO} = 12,62$; $\text{K}_2\text{O} = 0,55$; $\text{Na}_2\text{O} = 1,30$; Glühverlust = 1,96. Summe = 101,00.

M. Reinhard.

R. Kräusel und P. Range: Beiträge zur Kenntnis der Karruformation Deutsch-Südwest-Afrikas. (Beitr. z. geol. Erforschung d. deutschen Schutzgebiete. 20. Berlin 1928. 55.)

An dieser Stelle braucht nur erwähnt zu werden, daß eine beigegebene Karte einen Überblick gibt über das Auftreten von Karroodoleriten in Südwestafrika als Gänge, Stöcke und Decken. **Erich Kaiser.**

Cloos, H.: Die jungen Plateaugranite in Südwestafrika. (Cbl. f. Min. etc. 1929. A. 370—371.)

Daly, R. A.: Rocks of the Bushveld Igneous Complex, Transvaal. (Bull. Geol. Soc. America. 39. 1928. 168. Referat folgt.)

F. P. Mennell: Some Mesozoic and Tertiary Igneous Rocks from Portuguese East Africa. (Geol. Mag. 66. 1929. 529—540. Mit 1 Karte¹.)

Die Laven und Intrusionen im Zambesigebiet und südlich davon lassen sich folgendermaßen klassifizieren:

Lupatagesteine	Spätes Tertiär Kreide Kreide?	Ultrabasische Intrusionen Alkalilaven mit Rhyolith Olivindolerit
Karoo-Dolerit	Jura	Olivinarmer oder olivinfreier Dolerite
Karoo-Laven	Frühjura	gewöhnlich olivinfreie Basalte.

Die Karroobasalte sind wie der liegende Karroosandstein von zahlreichen jüngeren Intrusionen (besonders olivinreichen Doleriten) durchsetzt.

Von den Lupatagesteinen sind besonders erwähnenswert die Linsensporphyre. Sie enthalten in einer braunen Grundmasse dicht gedrängte linsenartige Feldspateinsprenglinge, deren Längsachsen (4—5 mm) parallel gestellt sind (Anorthoklas). Daneben finden sich kleinere Einsprenglinge von Augit und Olivin, Apatit und Magnetit. Kleine mandelartige Hohlräume sind von Sodalith oder Analcim ausgefüllt.

(Über die übrigen Lupatagesteine vergl. man das folgende Referat.)

Die tertiären Intrusionen sind fast nur auf das Gebiet längs des Zambesi beschränkt. Die Gesteine dieser Intrusionen sind feinkörnig, außerordentlich olivinreich; Feldspat fehlt fast vollkommen. **F. Machatschki.**

F. Dixey and W. Campbell Smith: The Rocks of the Lupata Gorge and the North Side of the Lower Zambesi. (Geol. Mag. 66. 1929. 241—259. Mit 1 Textf. u. 1 Karte¹.)

Die Lupata-Gesteinsserie gehört der frühen Kreide an (Neocomian und Aptian). Sie zerfällt in eine liegende rhyolithische Reihe und eine hangende Reihe von Alkali-Gesteinen.

I. Die Rhyolithe treten an 3 Stellen zutage.

Lupata-Schlucht: Ein mächtiger Strom von Säulenrhyolith liegt über rötlichem Sandstein, der große, wohlgerundete Gneisknollen in großer

¹ Vgl. hierzu auch das Referat über A. L. du Toit. The volcanic belt of the Lebombo — a region of tension in dies. Jb. 1930. II. 317/9.

Menge enthält (Pebbly sandstone). Der Rhyolith ist felsitisch, über den Mineralbestand kann wenig ausgesagt werden: Eisenoxyd (nach Amphibol), etwas Biotit und Quarz (?) können u. d. M. beobachtet werden. Die Analyse ergab (Anal. M. H. HEY): SiO_2 74,35, Al_2O_3 11,99, Fe_2O_3 2,27, FeO 0,32, MgO 0,03, CaO 1,16, Na_2O 1,97, K_2O 4,86, H_2O (+ 110°) 1,44, H_2O (- 110°) 1,06, TiO_2 0,06, P_2O_5 0,034, ZrO_2 0,005, S 0,12, CO_2 + C 0,05, MnO 0,004, CoO , NiO und Cl Spuren. Summe 99,72 %.

M u a m b e. Älterer Sandstein mit mächtigen Einschaltungen von Rhyolith und pyroklastischen Gesteinen. Der Rhyolith ist rötlich, im Dünnschliff sind gutentwickelte Feldspate (Mikroclin, Anorthoklas) zu beobachten. Die Grundmasse ist kryptokristallin und voll von undurchsichtigen Zeretzungsprodukten.

M u t a r a A r e a: Rhyolithe und Tuffe, wechsellagernd mit grobkörnigem, feldspatreichem Sandstein. Die Rhyolithe ähneln denen der Lupata-Schlucht.

II. Serie der Alkaligesteine (Laven und Tuffe), am besten aufgeschlossen in der Lupataschlucht.

Phonolithe, teilweise fast frei von Einsprenglingen, mit aphanitischer Grundmasse. In anderen Fällen lassen sich in der Grundmasse einzelne Mineralien erkennen. (Ägirinaugit, Cossyrit, Riebeckit-ähnlicher Amphibol, Orthoklas, Nephelin, Sodalith.) Seltener sind die Phonolithe porphyrisch entwickelt mit Feldspateinsprenglingen und mikrokristalliner Grundmasse oder mit kleinen Einsprenglingen von Natronsanidin, Nephelin und Ägirin in einer Grundmasse von Feldspat, Nephelin, Sodalith und Analcim.

Kenyite, d. h. porphyrische Phonolithe mit Einsprenglingen von Feldspat (Natronorthoklas), Nephelin und Pyroxen in einer dunkelgrauen, aphanitischen Grundmasse. Kenyite mit feinkörniger Grundmasse (Orthoklas, Biotit, Magnetit, Cossyrit, Ägirinaugit) und Analcim-Einsprenglingen bilden den Übergang zu den

Blairmoriten, die Analcim-Einsprenglinge bis zu 2 cm Durchmesser aufweisen, welche früher für Leuzit gehalten wurden. Daneben kleine Einsprenglinge von Nephelin. Die Grundmasse besteht vorwiegend aus tafeligem, klarem Orthoklas, wenig Magnetit, Ägirin und Nephelin.

Rhyolithe von rötlicher Farbe sind stellenweise zwischen die anderen Alkaligesteine eingeschaltet (Minjobva-Fluß). Sie zeigen Feldspateinsprenglinge in stark veränderter Grundmasse. Drusenräume mit Flußspat. Darüber liegt eine Breccie mit eckigen Bruchstücken des Rhyolithes. Klüfte in ihr sind von Flußspat gesäumt. Der Flußspat leitet sich wahrscheinlich von den benachbarten Augitsyeniten her, deren fluorreiche Restlösungen möglicherweise auch die Veränderungen in der Grundmasse des Rhyolithes hervorgerufen haben.

Tuffe der Alkaliserie. Sie enthalten Kristalle und Gesteinsfragmente (Feldspat, Gläser, Rhyolith, Phonolith). Die Grundmasse ist häufig vollständig in Carbonat umgewandelt.

F. Machatschki.

A. Lacroix: Sur une nouvelle région de roches intrusives néphéliniques à Madagascar. (Comp. Rend. 186. 1928. 1457—1460.)

Bei Anosikely, in der Nähe des Zusammenflusses der Mahajamba und Betsioka tritt ein Nephelinsyenit mit Biotit und Hastingsit auf mit holo-leukokraten Pegmatitgängen. Weiter nördlich bei Makaraingo hat der Nephelinsyenit seine granoblastische Struktur verloren und wurde ein Nephelin-Gneis, behielt aber seine chemische Zusammensetzung. Der Nephelinsyenit vom Zentrum der Insel im Tal der Itsindra ist chemisch von diesen verschieden und wurde vom Verf. I t s i n d r i t benannt. Er zeichnet sich durch hohen Kaligehalt aus.

Im Gneis hat Verf. noch auf der Ostseite der großen Insel einen vierten Ort mit Nephelinstein gefunden. Ein teils mittelkörniger, teils feinkörniger Nephelinsyenit kommt westlich von Vohitaka vor. Er enthält Orthoklas, Albit, Nephelin, Sodalith, Losit in großen Kristallen, auch Augit und Ägirin und akzessorisch Hastingsit, Sphen in großen automorphen Kristallen vom gewöhnlichen Typ und in langen Nadeln, gelben Granat, Fluorit und ein triklinisches Mineral, dem Hiortdahlit anhaftend. Der Nephelin ist teilweise automorph; die Feldspäte haben eine Tendenz zur Abplattung, aber die Struktur ist körnig (Anal. 1).

Ein Mikro-Essexit (Anal. 2) vom Tal des Voandrozo zwischen Ankarimbolo und Karianga, nördlich von Manatorivotra von graugrüner Farbe besteht aus Plagioklas, Hornblende und Sphen und unter d. M. zeigen die großen Feldspatkristalle zonare Bildung (50—38 % Anorthitgehalt) und sind umgeben von Orthoklas. Braune backevikitsche Hornblende ist gegen die Ränder grünlich und wird von Augit und Biotit begleitet. Apatit und Sphen sind sehr reichlich. Diese Mineralien sind um die sauren Plagioklase und den Orthoklas mit intersertaler Struktur verteilt; die Zwischenräume sind mit Nephelin ausgefüllt, mit wenig Sodalith, Analcim, auch Andradit an Stelle von Nephelin. Diese Zusammensetzung haben auch die Essexite des NW, aber die Struktur ist porphyrisch, was dort eine Ausnahme ist.

Die Analyse 3 gilt für den Essexit von Sandrakoto, den Verf. schon früher beschrieb und der sich in kristallinen Schiefen findet.

	1.	2.	3.
SiO ₂	55,50	51,56	53,42
Al ₂ O ₃	24,50	22,76	20,20
Fe ₂ O ₃	0,88	2,01	2,65
FeO	1,32	3,50	2,77
MgO	0,25	0,76	2,20
CaO	1,42	5,72	5,12
Na ₂ O	9,96	8,25	6,85
K ₂ O	4,72	2,97	3,87
TiO ₂	0,14	0,68	1,39
P ₂ O ₅	0,05	0,23	0,11
H ₂ O +	0,77	0,82	0,72
H ₂ O —	0,15	0,31	0,28
MnO	0,12	0,26	0,18
Cl	0,13	0,10	—
	99,91	99,93	99,76

Das Alter der genannten Gesteine hält Verf. für postjurassisch und wahrscheinlich cretacisch. Er lenkt die Schritte der Geologen auf den Ostabhang des kristallinen Massivs von Madagaskar, um nachzuforschen, ob die Gesteine nicht in größerer Zahl vorkommen, so daß sich ihre Bildung und das Alter feststellen lassen. Das wäre von großer Wichtigkeit für die Kenntnis der Eruptionerscheinungen, die auf Madagaskar überhaupt stattfanden.

M. Henglein.

Nord-Amerika.

A. P. Coleman, E. S. Moore, T. L. Walker: The Sudbury Nickel Intrusive. Contributions to Canadian Mineralogy. 1929. (Univ. of Toronto Studies. Geological series 28. Toronto 1929. 55 S. 2 Taf. 1 Karte.)

Das Sudbury-Gebiet, welches 80 % der Nickelproduktion der Welt liefert, wird hier eingehend vom Standpunkt der magmatischen Spaltung unter Beibringung von vielen neuen Analysen besprochen, von denen der Durchschnitt wegen der dem Bushveld-Intrusivkörper Transvaals ähnlichen Verhältnisse mit dem Mittel der Analysen von Noriten Transvaals wie der Erde unten verglichen sei.

Die Sudbury-Norite zeigen ohne scharfe Grenze einen Übergang zu einer saureren, mikropegmatitischen Phase; nur an den Grenzflächen sei die Zusammensetzung näher dem Mittel.

Die Magnetkies-führenden Norite, als Nester und in größeren Massen, zeigen, daß die Sulfide magmatischer Entstehung sind. Dünne Gesteinslagen sind erzarm.

Blei-, Zink- und Kupfererze des inneren Eruptivkörpers sind hydrothermalen Ursprungs.

	I.	II.	III.
SiO ₂	52,33	52,05	50,39
TiO ₂	1,88	0,21	1,13
Al ₂ O ₃	14,93	17,24	16,06
Fe ₂ O ₃	3,22	0,65	2,43
FeO	8,31	6,65	7,86
CaO	6,99	11,37	9,20
MgO	4,13	8,98	8,37
MnO	0,14	0,24	0,17
Na ₂ O	3,25	1,83	2,61
K ₂ O	2,10	0,40	0,79
H ₂ O	1,67	0,89	0,79
CO ₂	0,11	—	—
P ₂ O ₅	1,06	0,12	0,20
S	0,13	—	—
Summe	100,25	100,63	100,00

Die einzig mögliche Quelle der großen Erzkörper in dem Norit-Mikropegmatitkörper sei, entgegen allen Befürwortern einer rein hydrothermalen Entstehung, die mit ihnen verknüpfte Eruptivmasse selbst.

I. Mittel von 5 Noritanalysen in der basischen Grenzzone des Levack-Gebietes.

II. Mittel von 5 Analysen des Bushveldes Transvaals (nach DALY).

III. WASHINGTON's Mittel von 24 Noriten der Erde.

Die 92 Einzelanalysen können hier leider ebensowenig wiedergegeben werden, wie die daraus im einzelnen abgeleiteten Schlüsse. **Erich Kaiser.**

Chadwick, G. H.: Anorthosite Outlier Near Wells, New York. (Bull. Geol. Soc. America. 39. 1928. 167—168. Abstract.)

Ch. W. Brown and E. K. Gedney: Problems Connected With a Unique Occurrence of Syenite in New England. (Bull. Geol. Soc. of America. 39. 1928. 162. Abstract.)

Bericht über ein neues Syenitvorkommen im Staate Rhode Island. Der Syenit drang an der Peripherie eines Granitbatholithen in die Höhe. Die pneumatolytische Phase förderte z. T. seltene Mineralien, wie z. B. die Fluoride, Chloride, Sulfide und Phosphate von Zirkon, Cer, Columbium und andern seltenen Elementen. **Curt Teichert.**

St. Richarz: Metamorphism of the Lake Superior Iron Formations. (Bull. Geol. Soc. America. 39. 1928. 165—166. Abstract.)

Regionale Studie über die Ausbreitung verschiedener metamorpher Gesteine, insbesondere von Grünerit. **Curt Teichert.**

Groul, F. F.: Anorthosite and Granite as Differentiates of a Diabase Sill on Pigeon Point, Minnesota. (Bull. Geol. Soc. America. 39. 1928. 167. Abstract.)

John T. Lonsdale: A Piedmont Magmatic Complex. (Amer. Journ. of Sc. 1926. I. 505—513.)

Der hier untersuchte magmatische Komplex liegt im Nordteil von Stafford County in Virginia und nimmt eine Oberfläche von 50 Quadratmeilen ein. Die innerhalb des Massivs auftretenden verschiedenen Gesteine sind durch allmähliche Übergänge miteinander verknüpft. Verf. betrachtet sie als Differentiationsprodukte eines einheitlichen Stammagmas. Als wichtigste Typen werden herausgehoben: 1. Blauquarz-Diorit und -Pegmatit, (2.) 3. Diorit, 4. Gabbro und 5. Pyroxenit. Von 1., 2. und 4. wurden durch PENNIMAN und BROWNE die folgenden Analysen angefertigt. 3. und 5. eigneten sich wegen starker Verwitterung nicht zur chemischen Analyse. Eine knappe petrographische Beschreibung der Gesteine, Umrechnung der Analysen auf „Norm“ und „Feldspatverhältnis“ vervollständigen die Arbeit. Erwähnenswert ist noch, daß die blaue Farbe der Quarze vom Verf. auf Einlagerung feiner Rutilnadelchen zurückgeführt wird. Ähnliches ist dem Referenten aus Granit

vom Blauberg im Bayrischen Wald bekannt, wo feinste Turmaline die Quarze durchschießen. Andererseits geht aus der Arbeit nicht mit Sicherheit hervor, ob nicht der bläuliche Farbton durch eine schwache Kataklyse bedingt ist. An die Mitwirkung dynamischer Phänomene läßt der Umstand denken, daß beim Mineralbestand des „Blauquarzdiorits“ als sekundäre Mineralien Chlorit und Epidot mit aufgezählt werden.

	1.	2.	4.
SiO ₂	56,21	61,37	48,61
Al ₂ O ₃	17,59	17,75	19,01
Fe ₂ O ₃	3,41	1,96	2,12
FeO	5,96	4,35	4,85
CaO	9,66	7,80	14,28
MgO	2,20	0,71	8,56
Na ₂ O	2,05	2,96	0,88
K ₂ O	0,46	0,45	0,20
H ₂ O (comb.)	0,95	1,50	0,70
P ₂ O ₅	0,19	0,28	0,12
CO ₂	0,82	0,45	0,47
TiO ₂	0,49	0,39	0,16
MnO	0,06	0,06	0,02
Summe	100,05	100,03	99,98

G. Fischer.

W. J. Miller: Anorthosite in Los Angeles County, California. (Bul. Geol. Soc. America. 39. 1928. 164—165. Abstract.).

Mitteilung über einen großen Anorthositskörper von 18 Meilen Länge und 8 Meilen Breite. Die Fazies variiert von ganz hellen Partien bis zu fast reinem Titaneisenerz.

Curt Teichert.

Albert S. Wilkerson: A mineralogical examination of black sand from Nome Creek, Alaska. (The Amer. Miner. 15. 1930. 77—79.)

Über die schwarzen Sande, die in Verbindung mit den Goldseifen vom Nome Creek in Alaska, Fairbanks Mining District, vorkommen, ist bisher wenig bekannt geworden. Eine genaue Untersuchung des Sandes ergab folgende Mineralbestandteile: 40,81 Magnetit mit etwas Hämatit und Limonit, 20,69 Granat, 11,27 Schiefer, 10,30 Pyrit und Markasit, 9,31 Quarz, 4,99 Wolframit, 2,13 Scheelit, 0,16 Feldspat, 0,11 Zinnstein, 0,08 Ilmenit, 0,06 Magnetkies, 0,05 Zirkon, 0,04 Bleiglanz.

Die Wolframminerale und der Zinnstein stammen sicher aus den granitischen Intrusionen in den präordovizischen Schiefren des Quellgebietes des Nome Creeks.

Hans Himmel.

Süd-Amerika.

Ricardo Lleras Codazzi: Notas adicionales sobre los Minerales y las Rocas de Colombia¹. (Republica de Colombia. Biblioteca del Museo Nacional. Edicion oficial. Bogota — Imprenta Nacional — 1929. 1—51. Mit 9 Textabb. u. 8 Taf.)

Die äußere Ausstattung ist etwas dürftig: minderwertiges Papier und z. T. recht mäßige Abbildungen. Inhaltlich bringt Verf. beinahe nur Zusammenstellungen von Ergebnissen früherer Veröffentlichungen, eigener und fremder, in einem einzigen Hefte; er gibt es selber zu, mit der Begründung, daß die betreffenden Schriften zu sehr verstreut seien. Diese letztgenannte Tatsache hat den Besprecher bewogen, näher auf das vorliegende Heft einzugehen. Wie gesagt, es ist wenig Neues darin, aber der Stoff ist mit Sachkenntnis behandelt worden, wenn man auch eine systematische Anordnung des Inhaltes vermißt. Teilweise druckt LLERAS ganze Abschnitte früherer Veröffentlichungen wortgetreu ab, teils eigener, teils solcher von GROSSE, LANDENBERGER, SCHEIBE, STELZNER und STILLE. Auffallend ist, daß Verf. fast gar keine Schriften anführt, abgesehen von einem mangelhaften Verzeichnis über Tektite.

I. Zunächst beschreibt LLERAS einige vulkanische Schlacken Süd-Kolumbiens: Obsidian, Andesit, Basalt-Dolerit. Dann die Abänderungen, die die Diorite² in Kolumbien aufweisen: Diorit-Monzonit-Syenit-Granit.

II. Der zweite Abschnitt behandelt die unter dem Namen „Tektite“ usw. bekannten vulkanischen Gläser Kolumbiens. Es ist ein Abdruck der Denkschrift, die Verf. im Jahre 1927 dem Museum für Naturgeschichte in Paris eingereicht hatte.

Auf einer halben Seite werden im Laufschrift das Wesen und die Bezeichnungen der Tektite im allgemeinen besprochen; dann 3½ Seiten lang Geschichte und Eigenschaften der bis dahin bekannten kolumbianischen Vorkommen, ihre Größe und Gestalt, Gefüge, chemische Zusammensetzung, örtliche Verbreitung.

Auf denselben 3½ Seiten streut LLERAS auch Bemerkungen ein über die petrographische Beschaffenheit der Gesteine, in deren Bereiche die Tektite des Landes gefunden wurden: kristalline Schiefer; junger Anden-Granit (mit Erzführung); Obsidian, Dazit, Andesit usw. mit ihren Tuffen und Aschen; Sandsteine und Tonschiefer der Kreide-Formation (durch Tiefengesteine gestört); Sande, Sandsteine und Tone des kohleführenden Tertiärs; rezenter Humus.

Die Frage nach dem Ursprunge der Tektite läßt Verf. offen: Entweder seien sie kosmischer oder irdischer Herkunft.

¹ Siehe auch die nach mineralogischen Gesichtspunkten erfolgte Besprechung der gleichen Arbeit in ds. Jb. 1930. I.

² „Anden“-Granodiorite im STELZNER'schen Sinne, d. h. jünger als Unterkreide.

Das Schriftenverzeichnis über Tektite-Moldavite im allgemeinen läßt sehr zu wünschen übrig. Erstens ist es lückenhaft; ferner sind die Arbeiten, die aufgezählt werden, nach keinem Gesichtspunkt geordnet; auch fehlen dabei sämtlich die Angaben, wo die betreffende Veröffentlichung erschienen ist; dazu die vielen Druckfehler, die sich gerade hier eingeschlichen haben, während der übrige Wortlaut sehr sauber gesetzt ist.

14 Abbildungen kolumbianischer Tektite und 1 Kärtchen aller Fundorte des Landes vervollständigen diesen Abschnitt. Aus dem Lageplane geht hervor, daß alle Vorkommen auf das Längstal des Cauca-Flusses und Umgebung beschränkt sind, also auf einen N—S-Streifen im W des oberen Magdalena-Stromes.

Anhangsweise sei hier eine beiläufige Bemerkung auf p. 12 der LLERAS-schen Schrift erwähnt (vgl. die Besprechung ds. Jb. 1930. I.).

III. Im dritten Abschnitte finden wir die Aufzählung von Erzen einiger kolumbianischer Gruben. Siehe die Zusammenstellung am Schlusse dieser Besprechung, p. 610.

IV—V. Den Schluß bilden: 1. Die petrographische Beschreibung des von SCHEIBE „Corcovadit“ getauften eigenartigen Gesteins von obertertiärem³ Alter, sauer bis halbbasisch, das oft als Tiefen-, häufig aber auch als Erguß-Magma entwickelt ist. 2. Dann kommt noch eine ziemlich eingehende Behandlung der „Anden“-Gesteine STELZNER's (meist Tiefengesteine) in Kolumbien und der argentinisch-chilenischen Cordillera⁴.

Da die Angaben über Minerale, Gesteine und Lagerstätten in der LLERAS-schen Schrift durch das ganze Heft verstreut sind, mögen hier einige Zusammenstellungen folgen, lediglich auf Grund der Angaben des Verf.s. Der Besprecher kennt das Land nicht aus eigener Anschauung, daher ist besonders die „petrographisch-stratigraphische Übersichtstafel kolumbianischer Gegenden“ mit Vorsicht anzusehen.

I. Übersicht über die von LLERAS aufgezählten Minerale Kolumbiens, die als Gesteins-Nebengemengteile bzw. Kontaktminerale auftreten. (Mit Ausschluß der gewöhnlichen Gesteinsbildner.)

Rotnickelkies: am Kontakte eines „plutonischen Gesteins“ mit Kreideschichten.

Eisenkies: im jungen Corcovadit; am Kontakte eines jungen „Amphibolgranits“ mit Kreide—Kalk-Marmor.

Kupferkies: im jungen Corcovadit; am Kontakte eines jungen „Amphibolgranits“ mit Kreide—Kalk-Marmor.

³ Auf p. 24 der vorliegenden Arbeit, Zeile 4 von oben, steht ein sinnstörender Druckfehler: statt „más antiguas“ muß es heißen „más jóvenes“.

⁴ 7 Seiten am Schlusse sind eine fast wortgetreue Wiedergabe aus dem bekannten Werke ALFRED STELZNER's: „Beiträge zur Geologie der argentinischen Republik und des angrenzenden, zwischen dem 32. und 33.° S. Br. gelegenen Teiles der chilenischen Cordillere“. Kassel und Berlin 1885.

Korund: am Kontakte eines „plutonischen Gesteins“ mit Kreideschichten.

Zirkon: im Anden-Syenit; im jungen Corcovadit.

Rutil: im Anden-Syenit.

Magneteisen: im Anden-Granit; im Anden-Diorit; im jungen Corcovadit; im jungen „Granulit“; im jungen „Porphyrit“; im jungen ? „Amphibolit“; im Basalt.

Turmalin: im Anden-Diorit; im jungen „Granulit“; am Kontakte eines jungen „Amphibolgranits“ mit Kreide—Kalk-Marmor; am Kontakte eines „plutonischen Gesteins“ mit Kreide—Kalken, -Sandsteinen und -Tonen“.

Granat: im Anden-Diorit; am Kontakte eines „plutonischen Gesteins“ mit Kreideschichten; am Kontakte eines jungen „Amphibolgranits“ mit Kreide—Kalk-Marmor.

Epidot: im Anden-Granit; im Anden-Diorit; im jungen Corcovadit; am Kontakte von Anden-Syenit mit aufsetzenden Gängen eines „grauen porphyrischen Gesteins aus Feldspäten und Hornblende bestehend“; am Kontakte eines jungen „Amphibolgranits“ mit Kreide—Kalk-Marmor.

Lepidolith: am Kontakte eines „plutonischen Gesteins“ mit Kreide—Kalken, -Sandsteinen und -Tonen“.

Titanit: im Anden-Granit; jungen „Amphibolgranit“; Anden-Syenit; Anden-Monzonitsyenit; Anden-„Syenitporphyrit“; jungen Corcovadit; am Kontakte von Anden-Syenit mit aufsetzenden Gängen eines „grauen porphyrischen Gesteins, aus Feldspäten und Hornblende bestehend“.

Apatit: im jungen „Amphibolgranit“; Anden-Syenit; Anden-Monzonitsyenit; Anden-„Syenitporphyrit“; Anden-Diorit; jungem Corcovadit; jungem „Granulit“.

„Aluminiumphosphate“: am Kontakte von Anden-Granit mit Kreideschichten.

II. Versuch einer petrographisch-stratigraphischen Übersichtstafel kolumbianischer Gegenden.

Humus, „Alluvionen“	} Alluvium
Obsidian, Dacit, Andesit, Basalt-Dolerit; entsprechende Tuffe und Aschen	} Alluvium Tertiär
Konglomerat mit Corcovadit-Geröllen	} Unter- Quartär
Granit ⁵ ; Syenit ⁶ ; Monzonitsyenit; Diorit; Corcovadit ⁷ ; „Amphibolit“ ⁸ ; Aplit; „Granulit“; „Porphyrit“; „Hornblendeporphyrit“; „Diabasporyhyrit“	} Jung- Tertiär ⁹

⁵ Einmal mit etwas Calcit.

⁶ Z. T. Uralitsyenit; manchmal porphyrisch, mit grünen Adern, die Einschlüsse eines basischen (schwarzen) Tiefengesteines enthalten; stellenweise mit Nestern und Adern von Serpentin. Zuweilen

Honda-Schichten	} Tertiär
Guaduas-Horizont mit Steinsalz, Kohle, Bitumen	} Unterstes Tertiär
Villeta- und Guadalupe--Horizont ¹⁰ = Sandsteine; Tone, Tonschiefer; Kalke mit <i>Ostrea</i> , <i>Exogyra</i> , <i>Trigonia</i> , <i>Ammoniten</i> .	} Oberkreide ¹¹
Quetame-Horizont = Sandsteine; Tonschiefer	} Vor- kreide
Quarzit, Kieselschiefer, „Jaspis“	} Alter unbekannt
Diorit; „Corcovadit ähnliche“ Gänge; Pegmatit; „Propylit“; „Granulit“; „Porphyr“	} Alt?
Granitgneis; Serpentin	} Paläozoisch?
Kristalline Schiefer	} Archaisch

II a) Anhang: Kontaktgesteine.

Marmor; Graphitschiefer = Kontakt von Corcovadit mit Tertiärschichten.

Kontaktgürtel zwischen „Hornblendeporphyr“ und Tertiärschichten.

Hornfels¹² usw. = Kontakt von Granit und Kreideschichten.

Marmor, feinkörnig, weiß, grau, schwarz = Kontakt von jungem „Amphibolgranit“ mit versteinierungsführenden Kalken der Oberkreide.

III. Minerale einiger kolumbianischer Lagerstätten.

1. Gediegen Gold: in Quarzgängen eines vorcretacischen? „Propylites“.
2. Eisen- und Kupferkies: im Anden-Granit.

durchsetzt von Pegmatit, Aplit und Feldspatgestein („Pegmatin“); auch von Gängen eines „grauen porphyrischen Gesteins, hauptsächlich aus Feldspäten und Hornblende bestehend“.

⁷ Ein Granodiorit, oft porphyrisch, z. T. von andesitischem Aussehen.

⁸ Hornblende, etwas Orthoklas, noch weniger Plagioklas und Quarz.

⁹ Die sog. „Anden-Gesteine“ (nach STELZNER) Kolumbiens sind nach LLERAS auf einen N-S-Gürtel beschränkt.

¹⁰ Nicht zu verwechseln mit dem „Guadalupe“ des Perms in Texas und Neu-Mexiko.

¹¹ Durch die Anden-Gesteine teilweise heftig gestört, senkrecht stehend. LLERAS (S. 40 unten) spricht auch von „fallas“; es geht aber nicht hervor, ob es sich um echte Verwerfungen handelt.

¹² LLERAS, S. 39 oben, sagt „*pedras córneas*“; besser wäre „*rocas córneas*“; der erste Ausdruck wird sonst für „Hornstein“ gebraucht.

3. Sulfosalze¹³.

Antimonglanz („Stibin“): Zersetzt sich in Antimonblende oder Antimonblüte.

Auripigment, Realgar.

Zinkenit, Plagionit.

Wolfsbergit: mit Kupferkies, Buntkupferkies, Federerz; Jamesonit; Heteromorphit; Federerz: oft in Spalten und Höhlungen von Bleiglanz und Zinkblende; Boulangerit.

Stephanit: mit Silberglanz und „anderen Silbererzen“.

Diaphorit: auf Quarz, Blei- und Zinkmineralien, oft in Hohlräumen des „Gesteins“.

Dunkles und liches Rotgiltigerz.

Tetraedrit¹⁴ („Panabasis“¹⁵ — Tennantit): enthält freies Gold, Silber oder Quecksilber.

4. Grüner Quarz.

5. Steinsalz: in untertertiären Guaduas-Schichten¹⁶.

6. Kohle und Bitumen: in untertertiären Guaduas-Schichten¹⁷.

W. Schiller.

L. Flores de Moraes Rego und Djalma Guimarães: Estudo geol. e petrogr. da jazida de magnetita de Annapolis, Estado de Sta. Catharina. (Serv. geol. e min. de Brasil. 21. 2. Rio de Janeiro 1926.)

Im 1. Kapitel wird die Topographie zwischen der Insel Sta. Catharina und westlich davon dem Orte Annapolis bis zum „Serra Geral“ genannten Steilrande der südbrasilianischen Hochebene kurz geschildert. [Man vergleiche hierzu die Kartenskizze in J. F. DE ANDRADE junior, Aguas thermaes radioactivas, referiert in dies. Jb. 1930. II. 413. Ref.]

Das geologische Profil setzt sich folgendermaßen zusammen (siehe S. 612).

Den Kaligranit an der Küste bei der Sta. Catharina-Insel weist Verf. dem Archaicum zu. Die darauffolgenden Sedimente werden von Na-Eruptivgesteinen durchbohrt, deren letzte Emanationen im Altperm sich geltend machten. Das verbreitetste Gestein ist der Natrongranit von Annapolis

¹³ In der Reihenfolge wie im 3. Abschnitte vorliegender Arbeit aufgezählt; Verf. nimmt auch Antimonglanz, Auripigment, Realgar hinzu. Leider fehlen die Angaben über das geologische Auftreten.

¹⁴ Verf. nennt es auch, „Graukupfer“, ein Name, der sonst für Kupferglanz üblich ist.

¹⁵ Soll wohl „Polybasit“ heißen; die chemische Formel, die LLERAS angibt, stimmt ziemlich mit der dieses Minerals.

¹⁶ und ¹⁷ Verf. (S. 40 oben) drückt sich nicht klar aus.

		Neozoicum	
Augitporphyrit	}	Trias ¹	
Botucatu			
Rio do Rasto	}	Perm ²	
Passa Dois			
Palermo			Tubarão
Rio Bonito			
Glazialkonglomerat			Itararé ³
Natroneruptive		Carbon	
Phyllit, Schiefer und Kalk		Ordovicium ⁴	
Granit		Nachlaurentisch	

und außerdem findet sich Amphibolgranit sowie Granit⁵. In ihm setzen Nephelin- wie Nephelinporphyrgänge und Klüfte auf, die mit Gebilden hydrothermalen Ursprungs erfüllt sind. Elaeolithsyenit differenziert sich mit Kalken zu „Pyroxenolith“. Dem Glazialkonglomerat lagern sehr aschen- und schwefelreiche kohlige Schiefer mit der Glossopteris-Flora auf.

Zur Beschreibung der in innigem Zusammenhange mit der genannten Wechselwirkung zwischen Eruptiv- und Sedimentgestein stehenden Magnetitbildung übergehend schildert Verf. unter Beifügung einer Analyse einen metamorphen Kalk, der sich makroskopisch durch seine Kristalle von Tremolit, Biotit und Magnetit auszeichnet und den er Calciphyr nennt. Der Gehalt an CO₂ erreicht noch rund 32 %. Weitere Gesteine variieren zwischen Ijololith und Pyroxenolith [wohl im Sinne von LACROIX aufgefaßt, obwohl öfters Na₂O > K₂O. Die Anwendung dieser Magmengesteinsnamen ist, nach dem, was Verf. selbst am Ende seiner Arbeit sagt, nicht angebracht. Er erwähnt schon vorher die Rolle, die klüftfüllende gasige und hydrothermale Bestand-

¹ [Das Alter der sog. Serra-Geral-Effusive reicht vermutlich in die Juraformation hinauf. Ref.]

² [Nach den Forschungen von COWPER REED und v. HUENE gehören R. do Rasto und der hangende Teil von Passa Dois zur Trias. Ref.]

³ [DU TOIT parallelisiert den liegenden Teil des Passa Dois (Iraty) mit dem südafrikanischen White-Band, wogegen Ref. Einwand erhoben hat, und stellt Iraty bis Itararé ins Carbon. Ref.]

⁴ [S. d. Referat über C. J. MAURY, Fosseis silurianos de Santa Catharina. ds. Jb. 1930. III. 66. Ref.]

⁵ [Wenn sich das frühpermische Alter bewahrheiten sollte, möchte man an die sauren und intermediären Effusive denken, die vom Ref. aus dem östlichen Uruguay beschrieben und von GROEBER in Hinblick auf südwestafrikanische Vorkommen dem Alt-Gondwana zugewiesen wurden. Die ihrem Alter nach anscheinend ganz isolierten Gesteine weisen allerdings keine Merkmale von Alkalimagmen auf und der auffallende Reichtum an glasiger Basis spricht für geringes Alter. Aber es besteht vielleicht doch ein Zusammenhang mit den wenig pronunziert ausgebildeten und ihrem Alter nach ganz unbekanntem uruguayischen Alkalimagmen, die von mir zuerst erwähnt und von WILLMANN näher beschrieben wurden. Ref.]

teile bei der Verfestigung des Syenits gespielt haben. Ref.] mit Pyroxen, Biotit, Magnetit, Apatit und mehr oder weniger Nephelin. Bemerkenswert ist ein Typ, in dem Magnetit fehlt und wo der Nephelin völlig durch Apatit ersetzt ist ($P_2O_5 = 7,19\%$). Das Gestein besteht wesentlich aus Ägirinaugit, zirkonführendem Pyroxen und Apatit. Die Anzeichen für das Vorhandensein von Lagerstätten von Magnetit bestehen zu Tage erstens im Auftreten von Kristallen innerhalb von Alluvionen, dem silurischen Kalkstein sowie dem Glazialkonglomerat, zweitens in der Erscheinung von Magnetitblöcken an den Berghängen und schließlich in der Beteiligung des Minerals am Aufbau des Perknits. Künstliche Aufschlüsse förderten einige Typen zutage, die unter Beigabe von Analysen beschrieben werden.

Es sind stockwerkartige Imprägnationen, einmal ganz dem Jacupirangit entsprechend (mit $3,82\%$ TiO_2 und $39,56\%$ Fe_2O_3), der durch Überhandnehmen des Biotits (das Gestein enthält $58,50\%$ Fe_2O_3 nebst $5,68\%$ TiO_2) in Biotitfels übergeht, mit groben Brocken von Magnetit. In einem anderen Vorkommen steigt der Apatitgehalt bedeutend ($11,05\%$ P_2O_5), während das Magnetitmaterial auf der gleichen Höhe bleibt. Bezeichnend für dieses grobkörnige Material ist ein Gehalt von $1,34\%$ F. In Analysen von reinem Magnetitmaterial figurierte, abgesehen von Fe_2O_3 , als nächstwichtiger Bestandteil nach dem Oxyduloxyd das TiO_2 .

Der Verfasser betrachtet die Genesis des Vorkommens als intermediär zwischen derjenigen der Lagerstätten magmatischer Differentiationsprodukte und denen kontaktmetamorphen Ursprungs hebt die Bedeutung von Mineralisatoren führenden Emanationen hervor. Zum Vergleich zieht er die Lagerstätten von Nischne Tagilsk heran.

K. Walther.

Atlantisches Gebiet.

W. Müller: Untersuchungen über das „Grundgebirge“ der Insel La Gomera (Canaren). (Chemie der Erde. 4. [1930] S. 369—364.)

Nach GAGEL besteht der nördliche Teil der Insel La Gomera aus einem uralten, weitgehend zersetzten Grundgebirge, das tektonisch stark beansprucht und metamorphosiert ist und aus einer direkt auflagernden aus Alkalibasalten, Trachydoleriten, Trachyten usw. bestehenden jungen vulkanischen Formation. Neben den Effusivtypen werden auch Tiefengesteine beobachtet, die GAGEL für dem Grundgebirge gleichaltrig hält, und deren Entstehung er auf einen sehr frühen Ausbruch desselben Magmenbassins, das später die jungvulkanischen Gesteine lieferte, zurückführt.

Eingehend chemisch und mikroskopisch untersucht wurden 12 von GAGEL gesammelte Gesteine des Grundgebirges, von denen sich 5 als mehr oder weniger stark zersetzte Alkalibasalte erwiesen, 6 von trachytisch-phonolithischem Charakter waren und das letzte als zersetzter Trachyttuff zu bezeichnen ist. Es konnten keinerlei Beweise für die Annahme eines besonders hohen Alters der Gesteine oder für dynamo- oder kontakt-metamorphe Beeinflussungen erbracht werden. Die Berechnung der Verwitterungsfaktoren

nach HARRASSOWITZ führte für die basaltischen Gesteine zu dem Ergebnis, daß eine mehr oder weniger weit fortgeschrittene normale Verwitterung vorliegt, während bei den trachytisch-phonolitischen Gesteinstypen auch der Grad der atmosphärischen Verwitterung im allgemeinen recht gering ist.

In der folgenden Tabelle sind die Analysen der bei 120° getrockneten Gesteine zusammengestellt; von den fehlenden Nummern wurde eine vollständige Bauschanalyse nicht angefertigt.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.
SiO ₂	46,47	30,87	48,61	50,30	43,35	65,13	59,66
TiO ₂	2,28	3,98	3,93	3,02	3,85	Sp.	0,69
Al ₂ O ₃	17,17	27,92	18,56	20,72	18,81	20,32	21,29
Fe ₂ O ₃	7,51	19,70	15,39	15,33	20,50	0,88	6,38
FeO	5,37	3,19	0,18	0,20	0,10	0,18	0,23
MgO	6,52	0,93	2,19	1,55	0,67	0,86	0,22
CaO	9,19	0,36	1,76	2,81	2,66	1,16	0,74
Na ₂ O	2,97	0,98	4,24	2,04	2,10	9,78	9,39
K ₂ O	0,94	0,21	1,32	0,54	1,10	1,67	1,28
H ₂ O	2,00	11,47	4,54	4,48	5,90	0,97	1,08
Summe	100,42	99,61	100,72	100,99	99,04	100,95	100,96

1. Chehere; wenig zersetztes, basaltisches Gestein mit vielen Einsprenglingen aus in Iddingsit verwandeltem Olivin.
2. unterhalb Buena vista; sehr stark zersetzter Basalt. Mikroskopisch ist die ursprüngliche Struktur noch gut sichtbar, die Plagioklase sind in isotrope Substanz umgewandelt.
3. Weg Agulo—Valle Hermoso; rotbraun abfärbendes essexitisches Intrusivgestein.
4. nordwestlich Agulo; ziegelrot verwittertes, basaltisches oder lamprophyrisches Gestein.
5. zwischen Agulo und Valle Hermoso; schlackiges, rotbraunes, olivinführendes Gestein basaltischer Natur.
6. Dorf Tamargada; weißer, wenig zersetzter, etwas schiefriger Trachyt.
7. Barranco de la Rosa; rötlich-violetter, trachytischer Phonolith.

Calsow.

Pazifisches Gebiet.

A. Lacroix: Nouvelles observations sur les laves des îles Sous-le-Vent de l'Archipel de la Société. (Compt. Rend. 187. 1928. 397—401.)

Die vulkanischen Inseln Sous-le-Vent sind von O nach W: Maupiti, Bora-Bora, Tahaa, Raiatea und Huahine. IDDINGS (Proc. Nat. Acad. 4. 1918. 110) hat von Tahaa porphyrische Basalte mit Olivin und Dolerit angegeben. Verf. fügt einen Analcimbasalt (Analyse 2) und einen Latit (Anal. 1) hinzu,

welcher von weißer oder grauer Farbe ist und Phenokristalle von Biotit, Hornblende, Labrador-Andesin enthält. Die Masse besteht aus Andesin-Oligoklas, Olivinmikrolithen und Ilmenit.

Analysen von F. RAOULT, Nr. 3 von FOOTE:

	1.	2.	3.	4.
SiO ₂	57,02	45,08	47,60	43,54
Al ₂ O ₃	18,96	14,02	13,35	11,18
Fe ₂ O ₃	3,61	3,60	2,83	5,69
FeO	1,91	7,66	8,02	6,64
MgO	1,18	9,95	10,86	11,98
CaO	3,74	9,34	9,47	11,42
Na ₂ O	4,56	3,23	3,00	1,49
K ₂ O	5,33	1,01	1,82	1,30
TiO ₂	1,42	3,28	2,65	2,88
P ₂ O ₅	0,49	0,63	0,33	0,40
H ₂ O +	0,95	1,63	0,43	1,28
H ₂ O —	0,89	0,51	0,17	1,56
MnO	0,16	0,16	0,13	0,24
	100,22	100,10	100,72 inkl.	100,25 inkl.
			0,06 Cr ₂ O ₃	0,19 Cr ₂ O ₃
				+0,46 CO ₂ .
SiO ₂ frei	2,0	—	—	—
Nephelin	—	2,8	3,4	—
An des Plagioklas	28	48	49	61
Σ b	11,4	46,3	50,3	55,8

1. Latit α, zwischen Tiva und Opu One.
2. Analcimbasalt β, ebendaher,
3. Olivingabbro (Dolerit), Pointe Rae.
4. Porphyrischer Olivin- und Augit-Basalt: zwischen Tiva und Opu One.

Auf Toopua, Südwestküste, finden sich ein Olivingabbro wie der im Zentralgebirge und ein Pegmatoider. Der Gabbro von Tahaa (Anal. 7) hat dieselbe Zusammensetzung wie der porphyrische Olivinbasalt. Die Pegmatoide sind das Resultat einer Differentiation desselben Magmas; sie sind reicher an Al₂O₃ und an Alkalien, auch an Titan und Phosphor und ärmer an Magnesia (Anal. 8 und 9).

5. Porphyrischer Olivin-Augitbasalt, Zentralgebirge.
6. „ „ „ β, kleine Insel Toopua.
7. Olivingabbro, Tahaa.
8. und 9. Pegmatoide, Toopua.

Auf der Insel Maupiti ist das von ELLIS als Granit bezeichnete Gestein ein Olivingabbro.

Der Doreit, ein helles Gestein andesitischer Fazies, enthält glomerophyrischen Andesin, ophitisch assoziiert mit Augit, ein wenig Hornblende,

	5.	6.	7.	8.	9.
SiO ₂	46,55	43,36	47,08	44,96	45,46
Al ₂ O ₃	10,75	11,78	13,07	15,63	15,84
Fe ₂ O ₃	2,66	5,47	3,46	6,24	5,03
FeO	9,49	6,99	8,82	6,18	7,08
MgO	13,39	14,27	11,08	3,32	2,94
CaO	8,72	9,28	9,92	9,28	7,88
Na ₂ O	2,76	1,41	3,08	2,84	3,65
K ₂ O	1,56	1,34	0,91	2,76	3,41
TiO ₂	2,54	2,62	1,80	4,62	3,24
P ₂ O ₅	0,36	0,38	0,19	0,54	0,74
H ₂ O +	0,87	1,45	0,39	1,87	3,26
H ₂ O —	0,51	0,79	0,32	1,15	0,78
MnO	0,16	0,20	0,16	0,22	0,27
Cr ₂ O ₃	0,09	—	—	—	—
CO ₂	—	0,22	0,12	—	0,27
Cl	—	—	—	—	0,11
SO ₃	—	—	—	—	0,06
	100,41	100,26	100,40	100,11	100,02
Nephelin	3,2	—	3,0	1,6	4,9
An	40	64	47	50	44
Σb	56,8	55,7	51,4	36,4	31,8

Magnetitoktaedern, umgeben von Biotit und viel Apatit. Das Ganze ist durch Plagioklaslamellen und Orthoklas zusammengehalten, mit Augitmikrolithen, Magnetitkörnern und wenig Glas (Anal. 10).

Analysen von der Insel Maupiti:

	10.	11.	12.	13.	14.
SiO ₂	58,88	48,54	47,54	44,66	45,12
Al ₂ O ₃	19,14	16,97	15,63	14,13	10,83
Fe ₂ O ₃	4,29	6,98	6,02	4,05	3,33
FeO	2,11	4,38	5,44	8,12	9,07
MgO	1,98	3,74	3,78	10,32	13,85
CaO	4,94	8,74	8,72	9,52	10,00
Na ₂ O	4,32	3,21	3,27	1,82	1,87
K ₂ O	3,66	1,92	2,09	1,55	1,53
TiO ₂	1,80	3,02	3,96	2,84	2,32
P ₂ O ₅	0,53	0,34	0,41	0,55	0,44
H ₂ O +	2,73	1,20	1,84	1,46	1,38
H ₂ O —	1,73	1,17	1,29	1,12	0,28
MnO	0,17	0,18	0,21	0,21	0,20
	100,28	100,39	100,20	100,35	100,22
SiO ₂ frei	2	2,3	1,5	—	—
Nephelin	—	—	—	—	1,4
An	36	49	44	62	56
Σ b	14,6	31,0	33,9	47,6	58,5

10. Doreit α . 11. Labrador-Andesit α mit Übergang zu Basalt. 12. Andesit-Basalt α . 13. Labrador-Olivin-Augitbasalt β . 14. Olivinabbro β .

M. Henglein.

A. Lacroix: Sur la constitution des laves de l'île Mehetia (Archipel de la Société). (Compt. Rend. 187. 1928. 857—860.)

Alle Gesteine sind Basalte, die sich hauptsächlich nach ihrem Feldspatgehalt und ihrer sonstigen mineralogischen und chemischen Zusammensetzung einteilen lassen.

Zunächst lassen sich zwei Typen von Limburgiten unterscheiden, wovon der eine sehr arm an Olivin ist und daher als Augitit bezeichnet wird, der auch Magnetit, Ilmenit und ein dunkles Glas enthält. Der zweite Typ enthält viel gelben, automorphen Olivin, von weniger Augitkristallen begleitet. Auch ist ein braunes Glas sehr häufig mit Rosetten von Augit. Die Analysen 1 und 2 zeigen, daß das Gestein 40—50 % Feldspat und 10 % Nephelin enthält; nach Analyse 1 ist eine geringe Menge Leucit vorhanden. Infolge des Reichtums an gefärbten Mineralien geht dieser Limburgit in basanitischen Ankaratit über.

Der Dolerit enthält Olivin, Augit (ophtisch), Labrador, Magnetit und wenig Nephelin; er wird als doleritischer L u s c l a d i t bezeichnet (Analyse 3). Analyse 4 zeigt die Zusammensetzung eines grobkörnigen Dolerits mit viel mehr Olivin, weniger Nephelin. Die mehr gabbroide doleritische Form eines basanitischen Ankaratits wird als melanokrater β -Dolerit bezeichnet.

Ein fünfter Typ (Analyse 5) ist ein β -Labradorbasalt, der arm an gefärbten Mineralien, besonders an Olivin ist. Er kommt den Labradorandesiten nahe. Er besteht aus Labrador und Augit, Mikrolithen von basischem Andesin und von Olivin.

Die Gesteine der Insel Mehetia entsprechen den von Tahiti bekannten Typen, während die Tahiti viel näher liegende Insel Moorea Gesteine von abweichender Zusammensetzung enthält.

Analysen von F. RAOULT:

	1.	2.	3.	4.	5.
SiO ₂	41,02	43,64	42,86	42,50	46,22
Al ₂ O ₃	12,94	14,43	13,78	9,85	16,41
Fe ₂ O ₃	3,10	3,53	5,22	3,95	4,54
FeO	10,72	9,24	7,34	9,67	7,29
MgO	13,39	6,09	9,63	17,54	4,32
CaO	10,76	12,14	12,92	10,16	9,88
Na ₂ O	2,44	3,08	2,55	1,38	3,39
K ₂ O	1,41	1,85	1,34	1,05	2,18
TiO ₂	3,62	4,57	2,99	3,08	4,24
P ₂ O ₅	0,14	0,19	0,45	0,39	0,71
H ₂ O +	0,18	0,90	0,96	0,39	0,64
H ₂ O —	0,08	0,27	0,17	0,20	0,29
MnO	0,27	0,29	0,20	0,24	0,22
Summe	100,07	100,22	100,41	100,40	100,33

An des Plagioklas	100	79	79	72	50
Nephelin	11,1	10,4	8,4	2,8	3,3
Leucit	3,3	—	—	—	—
Olivin	23,6	4,9	10,2	30,2	4,1
Σb	61,2	50,9	55,1	66,5	37,4

M. Henglein.

A. Lacroix: Nouvelles observations sur les laves des îles Marquises et de l'île Tubuai (Polynésie australe). (Compt. Rend. 187. 1928. 365—369.)

Die Marquises sind neun Inseln, vulkanisch und mit steilem Küstenabfall, in drei Gruppen angeordnet. Die größte Insel der zentralen Gruppe ist Nuku-Hiva. Hier und auf Ua-Huka kommen dieselben Gesteinstypen vor.

Analysen von F. RAOULT:

	1.	2.	3.	4.	5.	6.
SiO ₂	65,82	64,98	61,94	61,68	59,78	58,92
Al ₂ O ₃	18,43	18,14	19,12	20,02	18,18	19,02
Fe ₂ O ₃	1,80	2,16	2,03	2,10	3,78	3,57
FeO	0,25	0,43	1,25	0,46	0,87	1,12
MgO	0,06	0,04	0,19	0,12	0,71	0,50
CaO	1,26	0,72	1,38	1,56	2,60	2,82
Na ₂ O	6,44	6,04	5,99	6,56	6,32	5,28
K ₂ O	5,31	5,91	6,16	5,39	5,12	5,68
TiO ₂	0,36	0,40	0,59	0,61	1,18	0,70
P ₂ O ₅	0,05	0,07	0,09	0,08	0,17	0,12
H ₂ O +	0,29	0,82	0,81	1,07	0,82	0,18
H ₂ O —	0,23	0,64	0,59	0,49	0,59	0,92
MnO	0,04	0,13	0,20	0,08	0,10	0,17
Summe	100,34	100,48	100,34	100,22	100,22	100,30
Freie SiO ₂	5,8	6,2	0,3	—	—	0,4
Nephelin	—	—	—	0,1	1,6	—
An des Plagioklas	8	—	—	—	10	19
Σb	3	3,6	5,1	3,9	10,6	8,4

Nuku-Hiva.

1. Hololeukokrater Trachyt α , Inneres der Insel.
2. " " Aotupa.
3. Biotit-Trachyt, Taiohae.
4. Hololeukokrater Trachyt β .
5. Plagioklastrachyt β .
6. Latit, Aotupa.
7. u. 8. Andesin-Andesit, Taiohae.
9. Labradorbasalt α mit Plagioklas und Augit.
10. Andesinbasalt α .
11. Labradorbasalt β .

	7.	8.	9.	10.	11.
SiO ₂	56,76	48,36	45,94	46,68	43,58
Al ₂ O ₃	18,83	18,00	17,04	15,01	12,49
Fe ₂ O ₃	4,55	4,33	7,81	6,35	8,41
FeO	1,25	5,40	3,28	5,44	4,92
MgO	1,65	3,60	3,67	4,30	10,33
CaO	4,28	7,80	10,14	9,84	9,34
Na ₂ O	5,70	3,76	2,63	3,13	1,91
K ₂ O	3,93	3,76	1,94	1,51	1,10
TiO ₂	1,22	2,80	3,00	4,20	3,30
P ₂ O ₅	0,56	0,67	0,55	0,47	0,24
H ₂ O +	0,60	0,96	1,91	1,54	1,91
H ₂ O —	1,4	0,81	2,07	1,56	2,46
MnO	0,15	0,26	0,25	0,10	0,19
CO ₂	—	0,59	—	0,15	—
Summe	100,32	100,10	100,23	100,28	100,18
Freie SiO ₂	22	—	1,4	1,8	—
Nephelin	—	—	—	—	—
An	28	42	56	45	57
Σ b	13,2	24,8	32,4	37,3	50,7

Auf Ua-Pu ist ein doreitischer Basalt β mit einem Phonolith zusammen, von lauchgrüner Farbe, an gewisse Tinguaiten erinnernd. Der Phonolith enthält viel Nephelin in hexagonalen Prismen, ungefärbten Diopsid, Sanidin, Ägirin, Augit, auch Sodalith und Analcim. Er besitzt eine eutaxitische Struktur und erinnert an Rhyolithe. Manchmal sind auch Lavenitkristalle eingeschlossen. Verf. vergleicht den sehr nephelinreichen Phonolith mit dem

Analysen der Gesteine von Hua-Huka (12—15):

	12.	13.	14.	15.	16.	17.
SiO ₂	60,18	45,74	45,24	43,96	46,52	54,74
Al ₂ O ₃	18,82	16,76	16,17	11,06	16,00	22,01
Fe ₂ O ₃	4,25	9,39	4,52	5,29	5,56	2,72
FeO	0,59	2,83	6,86	6,37	4,20	1,26
MgO	0,16	3,24	7,01	12,88	6,04	0,11
CaO	2,18	9,02	9,76	11,88	10,40	1,62
Na ₂ O	6,06	2,73	2,75	1,26	2,45	9,76
K ₂ O	5,27	2,24	1,95	0,57	2,45	5,33
TiO ₂	0,76	4,16	3,22	2,36	2,78	0,41
P ₂ O ₅	0,19	0,61	0,48	0,32	0,50	0,19
H ₂ O +	0,66	1,55	1,41	1,22	1,39	0,91
H ₂ O —	0,82	1,25	0,68	1,77	1,02	0,14
MnO	0,17	0,21	0,19	0,19	0,23	0,19
CO ₂	—	—	—	0,80	0,78	—
Cl	—	—	—	—	—	0,33
Summe	100,11	100,23	100,24	100,15	100,32	99,29

Freie SiO ₂	0,5	2,0	—	—	—	—
An	14	54	58	68	54	28,1
Nephelin	—	—	2,4	—	—	—
Σb	7,3	31,9	38,7	58,4	35,4	7,7

von Rarotonga (Cook-Archipel). Das Gestein von Ua-Pu weicht von den beiden benachbarten Inseln Nuku-Hiva und Hua-Huka ab und stammt von einem Magma, das durch Differentiation alkalischer wurde. Im übrigen ist Ua-Pu von Nuku-Hiva durch einen Graben von mehr als 2500 m Tiefe getrennt.

12. Trachyt α , Haave. 13. Porphyrischer Labrador-Basalt, Vaipae. 14. Labrador-Basalt, Haave. 15. Ankaramitischer Basalt, Haave. Von Ua-Pu: 16. Basalt β , Hikea; 17. Phonolith, Hakahetau.

Der Archipel Tubuai südlich von Tahiti umfaßt die sechs Inseln Maria, Rimatara, Rurutu, Tubuai, Raivavae und Rapa, auf 950 Meilen von WNW nach OSO verteilt. Rapa und Rurutu sind petrographisch von SMITH und CHUBB untersucht worden. Die Gesteine von der Insel Tubuai sind mit denen von Tahiti zu vergleichen. Alle Gesteine enthalten Nephelin und sind basanitische Basalte und Ankaramite-Oceanite. Sie sind von einem Phonolith begleitet, der reich an Änigmatit und Ägirin-Augit ist.

Analysen:

	18.	19.	20.	21.
SiO ₂	56,12	41,49	43,48	42,60
Al ₂ O ₃	18,59	16,55	16,67	8,61
Fe ₂ O ₃	3,24	4,16	3,56	4,91
FeO	3,79	10,59	9,11	8,12
MgO	0,16	5,78	4,60	17,37
CaO	2,64	10,96	11,70	13,22
Na ₂ O	8,59	2,97	3,49	0,95
K ₂ O	3,32	1,05	1,36	0,55
TiO ₂	0,58	3,58	3,08	2,00
P ₂ O ₅	0,24	0,55	0,58	0,20
H ₂ O +	2,16	1,28	1,21	0,84
H ₂ O —	0,47	0,52	0,52	0,42
MnO	0,26	0,23	0,23	0,22
CO ₂	—	0,48	0,44	0,42
Summe	100,21	100,12	100,03	100,43

+ 0,05 Cl

18. Phonolith, Mataura. 19. u. 20. Basanitischer Basalt, Terre Taupata, Mahu. 21. Ankaramit, Terre Tenro, Mataura. **M. Henglein.**

H. S. Washington and M. G. Keyes: Rocks of the Galápagos Island. (Journ. Wash. Acad. Science. 17. 1927. 538.)

Zwei neue Gesteinsanalysen (von Andesinbasalt, Eden Islet, und von „Palagonitic-Tuff“, do.) werden mit Analysen vulkanischer Gesteine von anderen pazifischen Inseln verglichen. Es wird gezeigt, daß die Laven der

Galápagos-Inseln hauptsächlich aus Andesinbasalten mit dazugehörigen, eigenartigen Tuffen bestehen, die eine große Ähnlichkeit mit den Laven der anderen pazifischen Inseln aufweisen.

Tom Barth.

Smith, W. C. and L. J. Chubb: The petrography of the Austral or Tubuai Islands (Southern Pacific) with chemical analysis by E. D. MOUNTAIN. (Q. J. G. S. London. 83. 1927. 317—341.) — Vgl. Ref. dies. Jb. 1928. III. 477—479.)

Arktisches Gebiet.

Steinn, Emilsson: Beiträge zur Geologie Islands. Vorläufige Mitteilung. (Cbl. f. Min. etc. 1929. B. 1—4.)

Hilde K. Cargill, L. Hawkes and Julia A. Ledebor: The major intrusions of South-Eastern Iceland. (Q. J. G. S. London. 84. 1928. 505—539. 7 Taf. 12 Textabb.)

Inmitten der Plateaubasalte (nebst rhyolithischen Eruptionsprodukten) treten stockförmige Intrusionen auf, deren 8 untersucht werden. Ihr in der Hauptsache nordöstliches Streichen läßt auf entsprechende Krustentensionen zur Intrusionszeit schließen.

Die Intrusionen repräsentieren die Kalkalkalireihe lückenlos vom Gabbro-peridotit bis zum Quarzit der Quarzgänge. Daß Kristallisationsdifferentiation eines ursprünglich einheitlichen Magmas vorliegt, wird dadurch besonders wahrscheinlich, daß alle Charakterminerale der Reihe, mit Ausnahme von Olivin und Hypersthen, in einem und demselben Gesteinsvorkommen vereinigt gefunden werden. Mit wachsender Azidität nimmt innerhalb der Reihe der Anorthit-Gehalt stetig ab und der Orthoklas-Gehalt stetig zu, dagegen hat der Albit ein Maximum beim Kieselsäuregehalt 70 % (zwischen Grano-

Analysen:	Leuko-	Granophyr	Hornblende-	Hornblende-	Quarzdiorit	Gabbro
	granit	Mosfell	granophyr	granodiorit	Vester	Oster
	Skeggil		Kastardal	Vlk	Horn	Horn
SiO ₂	74,50	71,25	70,36	66,66	64,74	47,30
Al ₂ O ₃	12,77	14,81	14,85	14,89	17,04	25,04
FeO	1,45	1,52	2,36	3,22	3,87	3,41
Fe ₂ O ₃	0,92	0,84	2,34	2,74	1,49	0,93
TiO ₂	0,24	0,27	Spur	0,25	0,35	0,58
CaO	1,10	1,87	1,82	3,20	3,45	15,92
MgO	0,79	0,92	0,44	1,04	1,33	4,00
MnO	—	—	0,18	Spur	0,06	Spur
K ₂ O	3,75	3,63	2,91	2,72	2,77	0,42
Na ₂ O	3,21	3,32	4,25	4,44	4,17	1,56
H ₂ O —	0,30	0,55	0,11	0,16	0,10	0,12
H ₂ O +	0,35	0,40	0,21	0,37	0,30	0,54
P ₂ O ₅	0,08	0,11	0,05	0,18	0,21	0,10
S	—	—	—	—	0,04	—
Summe .	99,46	99,49	99,88	99,87	99,92	99,92

diorit und Granophyr). Die extremen Glieder der Reihe sind reichlicher vorhanden als die intermediären, was in der brito-isländischen Gesteinsprovinz die Regel ist. Daß die sauren Intrusionen relativ spät auftraten, erklärt sich daraus, daß sich nach zahlreichen basaltischen Ergüssen in der Tiefe allmählich saures Magma anreicherte. Die Granophyre enthalten weniger Quarz und mehr Plagioklas als die Granite, die ein späteres Differentiationsprodukt sind. Der Umstand, daß in letzteren im Gegensatz zu ersteren die schiff-granitische Verwachsung fehlt, wird durch die Annahme erklärt, daß sich im Restmagma viskositätsvermindernde, flüchtige Bestandteile anreicherten und daß gleichzeitig zu viel SiO_2 vorhanden war, um das granitische Eutektikum Voigt's zu verwirklichen.

Wetzel.

Duncan Stewart: Analyses and derivations of two beach sands from the Holsteinsborg District of Greenland. (The Amer. Miner. 15. 1930. 74—77.)

I.	II.
Granat 38,366	Feldspäte 68,175
Magnetit 22,837	Orthoklas (35)
Hornblende 19,420	Mikroclin (selten)
Ilmenit 8,447	Plagioklas (60)
Turmalin 5,541	Quarz 27,270
Feldspäte 2,608	Hornblende 3,967
Orthoklas (25)	Summe 99,412
Mikroclin (selten)	
Plagioklas (75)	
Summe 97,219	
Der Rest bestand aus	Der Rest bestand aus
Quarz 46,677	Granat 37,209
Diopsid 21,474	Turmalin 34,888
Titanit 12,560	Biotit 9,309
Epidot 7,293	Epidot 6,976
Zirkon 6,888	Magnetit 6,976
Andalusit 2,106	Diopsid 4,651
Pyrit 1,539	Summe 100,009
Bleiglanz 0,324	Außerdem in Spuren:
Rutil 0,162	Ilmenit
Calcit 0,162	Titanit
Biotit 0,081	Zirkon
Chlorit 0,081	Calcit
Muscovit 0,081	Muscovit
Gneis 0,972	Chlorit
Summe 100,400	

Hans Himmel.

Es werden die Mineralkomponenten in zwei Sandproben vom Nordstrand des Søndre Strømfjordes im Holsteinsborg-Distrikt im südwestlichen Grönland bestimmt. Am westlichen Ende des Strandes wurde ein Granat-Magnetit-Hornblende-Sand (1) gesammelt, am Ostende ein Feldspat-Quarz-Sand (2). Der erste Sand entstammt vor allem einem Granat-Hornblende-Gneis, daneben einem Biotitgneis und Feldspat-Quarz-Pegmatiten. Der zweite Sand geht auf einen Granodioritgneis, einen Hornblendegneis und auf Feldspat-Quarz-Pegmatite zurück. Die Mineralzusammensetzung der beiden Sande war:

H. K. E. Krueger: Über eine sog. Basaltbreccie in der Kreide-Tertiär-Formation von Westgrönland. (Notizbl. d. Vereins f. Erdkunde u. d. Hess. Geol. Landesanst. z. Darmstadt. 1927. 5. Folge. 10. Heft.)

Eine Anzahl älterer Autoren (STEENSTRUP, RAVN, HEIM) verzeichnet unter den an der grönländischen Westküste austretenden Basalten verschiedene Vorkommen einer teilweise recht mächtigen „Basaltbreccie“, die von STEENSTRUP auch als vulkanischer Tuff mit Palagonit als Bindemittel angesprochen wurde. KRUEGER hatte anlässlich eines mehrtägigen Aufenthaltes in Godhavn auf Disko gelegentlich der ersten hessischen Grönlandexpedition 1925 Gelegenheit, ein Vorkommen dieser „Breccie“ bei Godhavn näher zu untersuchen. Dabei fiel ihm die Ähnlichkeit des Gesteins mit den als „Sonnenbrenner“ bezeichneten Basalten auf. Die Dünnschliffuntersuchungen, die „Sonnenbrandprobe“ (48stündiges Kochen einer angeschliffenen Platte in Wasser), und die chemischen Analysen zeigten, daß es sich tatsächlich nicht um Tuffe, sondern um basische Basalte mit der Erscheinung des Sonnenbrandes handelt. Man findet diese Verwitterungsart nur bei den ersten, basischeren Basaltergüssen, aber nicht nur in randlichen Teilen, sondern — wie KRUEGER im Innern der Insel Disko nachweisen konnte — auch in zentralen Gebieten. Der Vergleich der von KRUEGER veröffentlichten Analyse des Sonnenbrennerbasaltes mit den Analysen anderer Basalte aus der Umgebung zeigt einerseits, daß sich die bisher als „Tuffe“ oder „Breccien“ angesprochenen Sonnenbrennerbasalte vollkommen zwanglos unter die übrigen Basalte einordnen lassen, während sie sich von Palagonittuffen auch chemisch erheblich unterscheiden. Andererseits gibt der Vergleich einen Überblick über den Chemismus der gefördertten Basalte, die eine Differentiationsfolge vom extrem basischen Peridotit von Kaersut bis zum sauersten Basalt von Ivigsarkut aufweisen. Dabei scheinen zwischen den verschiedenen Basalteruptionen längere Zeiten der Ruhe geherrscht zu haben, in denen das Magma Zeit zu weitergehender Differenzierung fand. Denn KRUEGER beobachtete an einem Profil des Lyngemarkenfjeldes bei Godhavn (dessen eingehende Bearbeitung angekündigt wird), daß zwischen den einzelnen Basaltdecken dünne — auch von BÖGGILD schon erwähnte — Tufflagen auftreten, die man wohl als Verwitterungsprodukte ansprechen könne. KRUEGER weist ferner darauf hin, daß die grönländischen Basalte den isländischen gleichen und zu den pazifischen gehören. Ihr Auftreten in der Front des nach WEGENER in westlicher Bewegung befindlichen Grön-

lands widerspricht der DALY'schen Hypothese, wonach pazifische Magmen sich im Rücken von in Bewegung befindlichen Kontinentalblöcken bilden. KRUEGER erklärt die Erscheinungsformen der Basaltlagen als durch ein relativ ruhiges Emporsteigen und Deckenerguß entstanden. Der Nachweis des Zusammenhanges der basaltischen Ergüsse mit Verwerfungen der Kreide-Tertiär-Formation, die nach KRUEGER schon in den Kluftsystemen der archaischen Formation vorgezeichnet sind, kann allerdings nur in einigen Fällen erbracht werden.

K. Holler.

Edgar Aubert de la Rue: Sur la constitution géologique de l'île Heard. (C. R. 189. 1929. 129.)

An der Grenze des Indischen und Antarktischen Ozeans liegt die englische Insel Heard, deren Gesteine von R. REINISCH in Deutsche Südpolar-Expedition 1901—1903. II. 253—263 beschrieben wurden. Dem Verf. schien jedoch die Gesteinszusammensetzung mannigfaltiger. An der Oberfläche der Gletscher, welche vom Big Ben Peak herunterkommen, hat er nur Basaltblöcke, die reich an Olivin waren, gefunden. In der Moräne am Fuß des Nordwestabhanges fand sich unter Basaltblöcken und Limburgiten ein doleritischer Ankaramit mit Olivin. Am Südostabhang des Berges Drygalski, der aus Feldspatbasalt, ruhend auf Limburgit, gebildet wird, treten zahlreiche Bruchstücke von Trachyten (mit Fayalit, Analcim und Ägirin), Bimsstein und Obsidian auf. Auf der Westküste der Insel, in der Südwest-Bay, kommt kalkalkalischer Trachyt mit Augit vor, der sich unter dem Einfluß des Frostes nach Art der Schiefer blättert. Gegen West-Bay verschwinden diese Trachyte unter einer mächtigen Bedeckung von basaltischen Platten.

Der Nordteil der Insel, zwischen Atlas-Cove und Cap Laurens, ist größtenteils mit Gletschern bedeckt. Doch lassen sich basaltische Ergüsse und Auswürflinge feststellen.

Auf der weiten Platte, die Corinthian-Bay vom Atlas-Cove trennt und mit Olivinsand bedeckt ist, fanden sich unter zahlreichen Geröllen von Basalt und Limburgit auch Stücke von Trachyt und Phonolith. Diese Phonolithe kommen bestimmt irgendwo auf der Insel anstehend vor und gehören verschiedenen Typen an: Phonolithe mit Ägirin und riebeckitischem Amphibol, Nephelinphonolith, Phonolith mit Ägirin und Änigmatit und Tinguait. Daneben fanden sich Biotitandesite und auch einige Blöcke eines Biotitdolerits.

Bei Rogger's Head, dem kleinen Kap an der Ostküste, hat Verf. sieben Krater festgestellt, die limburgitische Laven auswarfen. Limburgitische Tuffe in der Nachbarschaft sind wohl geschichtet und Zeugen einer älteren Eruptivperiode. Bruchstücke in diesen Tuffen bestehen aus Dolerit, Mikromonzonit und kristallinem Kalk. REINISCH glaubte in diesen Kalken Reste von Bryozoen zu erkennen. Verf. beobachtete nur Globigerinen. Diese Kalke bilden den Untergrund der Insel. Die vulkanische Tätigkeit ist heute eingestellt. Im März 1910 soll aber der Big Ben Peak tätig gewesen sein und aus seinem Gipfel Dämpfe ausgestoßen haben.

M. Henglein.