

Petrographie.

Allgemeines. Übersichten. Lehrbücher.

Bruhns, W.: Petrographie (Gesteinskunde). (Neubearbeitet von P. RAMDOHR. Sammlung Göschel. 173. 2. Aufl. 1939. 117 S.)

Das kleine Göschel-Bändchen über Petrographie ist nunmehr von P. RAMDOHR neu bearbeitet worden und entspricht dem heutigen Stand. Entsprechend dem knappen Rahmen der Sammlung ist der Inhalt sehr komprimiert, es ist aber als Leitfaden für Anfänger recht gut zu empfehlen.

H. Schneiderhöhn.

Geologische Jahresberichte. (Herausg. von S. VON BUBNOFF. 1. 1938. A. Allgem. u. historische Geol., Bericht über die Jahre 1936/37. Berlin, Verl. von Gebr. Borntraeger. 508 S.)

Aus diesen neugegründeten Jahresberichten fallen, dem Schema dieses Jahrbuchs entsprechend, folgende Abschnitte in unsere Hauptabteilung Petrographie:

A. STRECKEISEN: Das Magma. S. 33—49.

O. PRATJE: Die Fortschritte in der Erforschung der marinen Sedimente und des Meeresbodens. S. 49—68.

P. GROSCHOFF: Limnische Sedimente. S. 69—79.

I. E. KLINGNER: Nutzbare Mineralien (außer Erzen und Salzen). S. 142 bis 148.

H. UDLUFT: Baustoffe und Erden. S. 149—155.

H. BACKLUND: Tiefenmetamorphose. S. 155—164.

H. Schneiderhöhn.

Wilmarth, G.: Lexicon of geologic names of the United States. (Also includes the names and ages, but not the definitions, of the named geologic units of Canada, Mexico, the West Indies, Central America and Hawaii.) (U. S. Geol. Surv. Bull. 896. 1938. 2396 S.)

Wer viel mit dem amerikanischen Schrifttum zu tun hat, wird dieses dickleibige Werk freudig begrüßen. Die zahllosen Namen der Schichten und Formationsglieder, sowie einzelner Gesteinsglieder, soweit sie deren stratigraphische Stellung betrafen, sind in Amerika, wie es ja auch nicht zu vermeiden war, zunächst nach Örtlichkeiten oder lithologischen Gesichtspunkten benannt worden, und zwar in jeder Gegend, auch bei demselben Glied, meist

zunächst verschieden. Wenn auch vieles im Lauf der weiteren Arbeiten vereinheitlicht werden konnte, blieben doch wegen fazieller Unterschiede noch genug Namen bestehen. Oft genug las man sie in neueren Arbeiten, ohne daß nähere Erläuterungen und Bezugnahmen dabei erfolgten. Das vorliegende Werk bringt in alphabetischer Reihenfolge alle solche im geologischen Schrifttum jemals einmal angewandten Namen, gibt die erste Literaturstelle und die erste Definition an, und evtl. noch weitere wichtigere, besonders wenn eine allmähliche Begriffsänderung eintrat. Die heute noch bei der U. S. Geol. Survey gebräuchlichen Namen sind fett gedruckt. Die Definitionen und Erläuterungen sind kurz, aber auch für den Fernerstehenden durchaus ausreichend. Jedenfalls ist das Werk nicht nur für den Geologen und Stratigraphen, sondern besonders auch für den Petrographen und Lagerstättenforscher, wenn er amerikanische Studien betreibt, von großem Wert. **H. Schneiderhöhn.**

Eruptivgesteine.

Allgemeines.

Sawaritzki, A. N.: Über die Untersuchung des Gesteinschemismus mit Hilfe von Diagrammen. (W. I. WERNADSKY-Festschr. 2. 1041—1058. Jekaterinburg 1936.)

Die Natur der Gesteine und ihre gegenseitigen Beziehungen können durch eine geeignete graphische Darstellung der chemischen Analyseergebnisse zum Ausdruck gebracht werden. **F. Neumaier.**

Physikalisch-chemische Untersuchungen.

Bowen, N. L.: Crystallization of melts of nepheline and albite with fayalite. (National Research Council. Transact. Amer. Geophys. Union. Eighteenth annual meeting. 1937. Teil 1. 263. Auszug.) — Ref. dies. Jb. 1939. I. 58.)

Kracek, F. C., N. L. Bowen and G. W. Morey: Equilibrium relations and factors influencing their determination in the system $K_2SiO_3-SiO_2$. (Journ. Phys. Chem. 41. 1937. 1183—1193. Papers from the Geophys. Laboratory. Nr. 945.) — Ref. dies. Jb. 1939. I. 58.

Volarovich, M. and R. Fridman: Investigation of viscosity of the diabase and picrite mixtures in the molten state. (Trav. Inst. pétrogr. Ac. Sc. URSS. Nr. 13. 1938. 197—203. Russ. mit engl. Zusammenf.)

Magmenchemismus. Differentiation und Kristallisation des Magmas.

Berg, G.: Kugelgranite im Riesengebirge. (Jb. preuß. geol. Landesanst. 58. 1938. 677—690. Mit 2 Taf. u. 4 Abb.)

Nach einem kurzen Überblick der bisherigen Kugelgranitvorkommen vom Krötenloch bei Schwarzbach (südöstlich von Hirschberg) und vom Scholzenstuhl (am Osthang des südöstlichen Ausläufers der Abruzzen) im Riesengebirge wird ein neues Kugelgranitvorkommen auf einer Anhöhe östlich vom Prudelberge bei Stonsdorf beschrieben, welches nach dem Finder H. WENKE als „Wenkestein“ in die Literatur eingehen soll.

Grundsätzlich sind die Kugeln in allen drei Fällen mehr oder weniger mikropegmatitische Aplitgebilde; mit den basischen Kugelschlieren haben sie nichts zu tun. Auch mit den bekannten Kugelgraniten von Korsika und Finnland haben die Vorkommen des Hirschberger Tales keine Verwandtschaft.

Den Kern der Kugel bildet im riesengebirgischen Kugelgranit in neun Zehntel der beobachteten Fälle einer jener porphyrischen Orthoklaskristalle, wie sie für die Hauptmasse des Riesengebirgsgranites so bezeichnend sind. Die Kugelgranite sind hierbei keine besondere Ausbildung einer aplitischen Gangfolgschaft des Granits, sondern Schlierenbildungen, die gegen den Granit zwar manchmal recht jäh, aber nicht mit scharfen Salbandgrenzen abgetrennt sind. In einigen Fällen besteht der Kern der Kugelgranite aus einer Gruppe von drei oder vier regellos miteinander verwachsenen Orthoklasen. Der Aplit der Rinde ist mikropegmatitisch oder poikilitisch.

Unmittelbar an den Orthoklas setzen sich fast immer hanfgroße Kriställchen von Oligoklasalbit und tiefschwarze, dicktafelige oder prismatische Biotite an. Hier liegt ein rhythmisches Schwanken zwischen Übersättigung und Unterschreiten des Sättigungspunktes durch Keimwirkung der schon vorhandenen Kristalle von Kalium und von Na, Ca, Mg, Fe vor, und damit eine gewisse Verwandtschaft zu den sonst ganz anders entwickelten Kugelgraniten von Korsika.

Die einzelnen mikroskopischen Beobachtungen werden wiedergegeben, wobei erwähnenswert ist, daß nicht nur die neuen Funde, sondern auch das Museumsmaterial von Berlin und Dresden zur vorliegenden Untersuchung mit herangezogen wurde.

Die Bildungsbedingungen der Kugelgranite des Riesengebirges werden erörtert und mit physikalisch-chemischen Überlegungen verknüpft. Gelegentliche radiale Anordnung der Quarzleisten in schriftgranitischem Pegmatit hat mit der Kugelbildung nichts zu tun und leitet nicht von Pegmatiten zu Kugelgraniten über. Auch die im Riesengebirge beobachtbaren Feldspatkugeln haben keine genetische Beziehung zum echten Kugelgranit.

Die Abhandlung gibt einen wesentlichen und wertvollen Einblick in die morphologischen und genetischen Grundlagen der Kugelgranitbildung.

Chudoba.

Phemister, T. C.: A Review of the Problems of the Sudbury Irruptive. (The Journ. of Geol. 45, 1. 1937. 1—47. Mit 3 Kärtchen, 5 Tab., 3 Mikrophot. u. 7 graph. Darst.)

Bei dem Sudbury „nickel irruptive“ handelt es sich um einen lagergangähnlichen Körper von Erstarrungsgestein, oben sauer, unten basisch, mit Material meistens von dazwischen befindlicher Zusammensetzung und eigener Schwere dazwischen. Verf. gibt einen Überblick über die wichtigen Züge dieser petrographischen Provinz. Die Gruppe der Diabase und Quarzdiabase. Die Diabasgänge und -lagergänge sind teils von Präkambrium, teils gehören sie zum Keweenawan-Vulkanismus, zum späten Präkambrium. (Karte 1 zeigt die Grenzen der Quarz-Diabas-Provinz von Ontario.) Die charakteristischen Formen der dortigen Diabasgesteine sind Lagergänge,

gewöhnlich in Sedimentgesteinen, und Gänge in den massiveren Formationen, wie Graniten und Keewatin-Dioriten. Bemerkenswert ist die Einförmigkeit dieser Gesteine in petrographischer Beziehung in der ganzen Provinz. Der vorherrschende und beständige Typus ist ein mittel- bis grobkörniges Gestein aus Augit und Plagioklas in ungefähr gleichen Verhältnissen mit etwas titanhaltigem Magnetit und kleinen Beträgen von interstitiellem Quarz und Alkalifeldspat. (Tab. 1 zeigt Analysen davon.) Verf. zählt die verschiedenen Abarten vom Normaltyp auf und geht nur auf die Granophyre etwas näher ein, die sich durch Metasomatose und Reaktion und durch Kristallisationdifferentiation gebildet haben (s. Tab. 2). Die Erstarrungsgesteine des Sudbury-Beckens und verwandtes Material. Von demselben allgemeinen Alter wie die Quarzdiabase sind hier zwei Massen von Erstarrungsgestein, welche nach Gestalt und Texturcharakter eher zur plutonischen als zur hypabyssalen Gruppe gehören, eine ist das „Sudbury“ nickel irruptive“, die andere sind Gabbro-Granophyre der Stadtgebiete von Shakespeare und Dunlop; letztere sind ursprünglich ein Lakkolith oder ein massiver Lagergang von heterogener Beschaffenheit; einige Teile bestehen aus Schiefer oder Gneis, es kommen Zwischenschichten von Granophyr, von sehr basischem Gestein und von Material von dazwischenliegender Zusammensetzung vor. Die Gesteine der Sudbury-Nickelketten. Bei der folgenden Beschreibung wird der granitische Teil dieses großen Körpers von Erstarrungsgestein das saure und der basische Teil das basische Glied genannt. Verf. gibt eine kurze Übersicht über frühere Untersuchungsarbeiten; man kam zu dem Schluß, daß kein regelmäßiger Gradient der Zusammensetzung vorhanden sei, und daß der Bruch zwischen basischem und saurem Glied zu scharf sei, um durch Schweredifferentiation allein erklärt zu werden. Die Hypothese wurde aufgestellt, daß es sich um zwei verwandte Intrusionen handelt, erst die basische, dann die saure, und daß die Zwischenzeit zwischen beiden vergleichsweise kurz war, so daß Gelegenheit zur Bildung eines hybriden Gesteins bei ihrem Kontakt gegeben war. Verf. gibt einen Querschnitt durch die Gesteine vom Grunde des basischen Gliedes bis zum typischen Mikropegmatit. Für den unteren Teil des basischen Gliedes ist reichliches Vorkommen von azurblauen Quarzkörnern charakteristisch. Die anderen Bestandteile sind Plagioklas, Pyroxen, Amphibol, Biotit, im oberen Teil auch Quarz und Epidot. Es folgt eine genaue Beschreibung. (Karte 3 zeigt die Zone des dazwischen befindlichen Materials im südwestlichen Teil des „irruptive“.) In dem dazwischen befindlichen Material ist das am meisten vorkommende dunkle Mineral Glimmer; ferner treten Quarzit, dünne Granitgänge auf, südlich der Zwischenzone ein Band von sehr grobem, pegmatitischem Gabbro. Petrographie des dazwischen befindlichen Materials. Man hat es hier nicht mit einer regelmäßigen Übergangszwischenschicht zwischen der sauren Phase des basischen Gliedes und dem typischen Mikropegmatit zu tun, sondern eher mit einer heterogenen Mischung der drei Typen — dem basischen Glied, dem Mikropegmatit und dem dazwischen befindlichen Gestein. A. Die am meisten basische Abart besteht aus Plagioklas, Quarz und Mikroperthit, als mikropegmatitische Verwachsung Amphibol, Epidot, Titanit (s. Tab. 3). Dieses Gestein

entspricht nicht einem gewöhnlichen Typus; es würde zwischen Granogabbro und basischem Granodiorit liegen, aber seine Textur stimmt nicht damit überein. B. Das hybride Gestein setzt sich zusammen aus Plagioklas, viel in Glimmer und Epidot verändert, Mikropertit, zusammenhängend mit dem Feldspat der mikrographischen Verwachsung von Quarz und Feldspat, Amphibol, kommt typisch vor als unregelmäßige Verwachsungen mit Biotit, Quarz, Titanit, Ilmenit, aus Titanit, immer mit Ilmenit verbunden, auch Epidot und Apatit kommen in beträchtlichen Mengen vor. Der Texturcharakter des Gesteins weist auf einen abnormen Vorgang bei seiner Bildung, so daß die mineralogisch richtige Benennung als basischer Granodiorit wohl nicht zu verwenden ist (s. Tab. 3). C. Die sauerste Abart wird durch einen Überfluß an Feldspatkristallen charakterisiert mit Biotitlinsen und -flecken; zerstreute Quarzkörner treten auf, Plagioklas, viel in Glimmer und Epidot verändert, Mikropertit, Biotit mit Titanit und Epidot, Hornblende, Mikropegmatit, Apatit. Auch dieses Gestein entspricht nicht einem Normaltyp, es ist zu basisch für einen Granit, und der hohe Gehalt an Alkalifeldspat und Quarz schließt es von den Dioriten aus; es nähert sich am meisten dem Granodiorit, weicht in der Textur aber stark von diesem Typ ab (s. Tab. 3). Fig. 5 zeigt im Querschnitt der dazwischen befindlichen Zone die Verteilung der Gesteine. Die Hypothesen zur Erklärung der Beziehungen zwischen saurem und basischen Glied der Sudbury-Erstarrungsgesteinsmasse können in folgende Gruppen gegliedert werden: 1. Das saure Glied wurde durch das Magma des basischen Gliedes hervorgebracht durch Assimilation darüberlagernder Sedimentgesteine. 2. Alle Gesteine stammten von einem zur Zeit der Intrusion homogenen Magma. 3. Das mütterliche Magma war bei der Intrusion heterogen. 4. Zwei getrennte und verschiedene Magmen wurden injiziert, eins entsprach dem basischen, das andere dem sauren Glied. Verf. betrachtet diese Hypothesen der Reihe nach, gibt vorher aber noch eine Interpretation der Beziehungen innerhalb der dazwischen befindlichen Zone und behandelt a) die chemische Veränderung, b) die besondere Mineralogie und Textur der Gesteine der Zone, c) die Art ihres Vorkommens innerhalb dieser Zwischenschicht. Obgleich die chemische Zusammensetzung der Gesteinstypen A, B und C ungefähr diejenige der Granodiorite oder Quarzdiorite ist, zeigen sie wenig oder keine texturale Ähnlichkeit mit diesen Gesteinen. Bei ihnen allen kann man eine ältere Gruppe von Mineralien, welche Veränderungen erlitten haben und z. T. durch spätere Kristallisationen von kleinerer Korngröße ersetzt sind, unterscheiden. Verf. schließt, daß die dazwischen liegende Zone die unvollkommene Mischung des flüssigen sauren Gliedes und des teilweise festen basischen Gliedes darstellt, und daß die Vermischung z. T. durch die Bewegung des sauren flüssigen Körpers über den anderen herbeigeführt ist. Verf. untersucht dann die oben angegebenen Hypothesen und kommt zu dem Schluß, daß das Gestein die Kristallisation von flüssigen Körpern (oder flüssigen Körpern mit suspendierten Kristallen) verschiedener Zusammensetzung darstellt.

Hedwig Stoltenberg.

Ginsberg, A. S. and J. J. Lisiutin: The influence of the variation of chemical composition of different oxides upon the properties of the melted rocks. (Trav. Inst. pétrogr. Ac. Sc. URSS. Nr. 12. 1938. 213—224. Russ. mit engl. Zusammenf.)

Als Ausgangsmaterial für die von den Verf. ausgeführten Versuche diente sibirischer Trapp aus dem Tulun-Gebiet, Ostsibirien. Zusammenfassend kommen die Verf. zu dem Ergebnis, daß bessere Eigenschaften bei den Materialien zu beobachten sind, die ihrer Zusammensetzung nach dem normalen Trapp oder Basalt nahe stehen. Die Zunahme der Azidität verursacht eine Zunahme der Viskosität der Schmelze und vermindert die Kristallisationsfähigkeit. Mehr basische Schmelzen besitzen gute Gieß- und Kristallisationseigenschaften, sind jedoch weniger säurefest und weisen auch schlechtere mechanische und elektrische Eigenschaften auf. Es wird hervorgehoben, daß unbedeutende Änderungen in dem Tonerdegehalt die Bildung einer porzellanartigen Struktur im Trapp begünstigen, was die Säurefestigkeit erhöht.

N. Polutoff.

Tiefengesteine.

von Eckermann, H.: The Anorthosite and Kenningite of the Nordingrå-Rödö Region. (Geol. Förr. i Stockholm Förrh. 60. 1938. 243—284. Mit 13 Fig.)

Verf. liefert mit dieser Abhandlung einen bedeutungsvollen Beitrag zur Frage der Bildung anorthositischer Magmen.

Die umfangreichen präkambrischen Anorthositkörper werden von DALY aufgefaßt als gravitative Plagioklas-Segregate basaltischer Magmen, die zuweilen auch intrusiv werden können. Besonderer Wert wird auf die Tatsache gelegt, daß unter den Vulkaniten Vertreter anorthositischer Magmen fehlen. BOWEN dagegen vertritt die Ansicht, daß der Schmelzpunkt der Plagioklase des Anorthosits oberhalb normaler magmatischer Temperaturen liege und daß deshalb Anorthosite niemals in geschmolzenem Zustand vorgelegen und Intrusionen gebildet haben können, eine Auffassung, die von ALLING — wohl mit Recht — bestritten wird. Im Mittelpunkt des Anorthositproblems steht die Frage, ob die ausgeschiedenen Plagioklaskristalle in der Schmelze sinken oder aufsteigen. Hier liegen zahlreiche widersprechende Beobachtungen und Meinungen vor.

Hier wird in einer eingehenden petrogenetischen Betrachtung der Differentiationsverlauf des Gabbros von Nordingrå verfolgt. Der Gabbro und seine Differentiate sind als Vorläufer der Rapakivi-Intrusionen aufzufassen. Eine Übersichtskarte und ein Profil geben einen Einblick in die Verteilung und die Intrusionsform der in archaische migmatitische Schiefer schräg aufsteigenden Lakkolithen.

Die Differentiationsfolge enthält folgende Glieder: Gabbro, Anorthosit, Gabbro-Pegmatit, noritischer Gabbro mit Labradoreinsprenglingen, sowie pegmatitische und aplitische Restdifferentiate. Mineralbestand und Ausscheidungsfolge werden eingehend beschrieben. Im Gabbro beginnt diese mit

Olivin, Hypersthen und darauf folgendem diopsidischem Augit, während bei den drei jüngeren Differentiaten Labrador als Erstausscheidung auftritt.

Auf Grund der Feldbeobachtungen muß folgender Ablauf magmatischer Geschehnisse angenommen werden:

- Intrusion des Gabbromagmas in die archaischen Schiefer,
- Ausscheidung und Aufsteigen von Plagioklaskristallen innerhalb der Schmelze,
- Anreicherung leichtflüchtiger Bestandteile in den oberen Teilen der anorthositischen Dachpartie des Gabbros,
- Anreicherung absinkender femischer Gemengteile in einer tieferen Zone des Gabbro-Lakkolithen,
- Erstarrung der liegenden Teile der Gabbromasse,
- Aplit- und Na-Pegmatitabscheidung im erstarrenden Gabbrokörper,
- Zerbrechung der gabbro-pegmatitischen und der diese überlagernden anorthositischen Randzone durch hochgespannte Na-Pegmatitlösungen,
- Eindringen der noch flüssigen, an abgesunkenen femischen Gemengteilen angereicherten Restschmelze des Gabbros auf Tensionszonen in die bereits erstarrte Gabbro-Pegmatit-Randzone.

Zwei bemerkenswerte Beobachtungen bedürfen besonderer Erklärung: einmal, wie ist die Plagioklasanreicherung in der anorthitischen Zone in Einklang zu bringen mit einer darunterliegenden pegmatitischen Zone; und weiterhin, wie ist die Lokalisierung einer ausgesprochenen melanokraten Magmenfraktion in der weniger basischen Dachzone des Lakkolithen zu deuten?

Verf. gibt eine eingehende petrogenetische Ableitung der einzelnen Differentiate. Hier können nur wenige Punkte dieser gedankenreichen Darlegungen wiedergegeben werden.

Die Plagioklasanreicherung in der anorthositischen Dachzone wird ermöglicht durch das spez. Gewicht des Labrador, das nach Untersuchungen von BESKOW unter dem der Gabbroschmelze liegt. Daß dieser erste Differentiationsprozeß in einem noch „undifferenzierten Ausgangsmagma“ stattfand, geht nach Ansicht des Verf.'s daraus hervor, daß nach Eliminierung des in die Erzkomponenten eingehenden Fe und Ti das Verhältnis $MgO : FeO$ in den Anorthositen demjenigen des Gabbros vollkommen entspricht. Über dem spez. Gewicht der Schmelze liegen Apatit und Erz, für diese Komponenten ist ein gravitatives Absinken anzunehmen. Eine Zunahme der Viskosität des Magmas — entsprechend sinkender Temperatur bei der fortschreitenden Platznahme des Magmas — brachte die Abspaltung des Anorthosits zum Stillstand.

Die Gabbro-Pegmatit-Randzone des Lakkolithen ist entstanden zu denken durch die Anreicherung gasreicher Restschmelzen in den oberen Partien der erstarrenden Gabbromasse. Die nach Abscheidung des Plagioklases verbleibende Porenflüssigkeit besteht vorwiegend aus OH-haltigem MgO , FeO -Silikaten und etwas Orthoklas, Quarz und Erz. Verf. glaubt Zusammenhänge zwischen der im skandinavischen Grundgebirge häufigen Magnesia-Metasomatose und diesen Restlösungen zu erkennen.

Der noritische Gabbro als basischstes Glied der Abfolge wird aufgefaßt als ein um die abgesunkenen femischen Gemengteile der Differentiationsphase des Anorthosits und des Gabbro-Pegmatits vermehrtes Teilmagma des Gabbros.

Die letzten Schmelzreste des Gabbros entwickeln eine doppelte Differentiationstendenz: Es entstehen aplitische Typen mit zunehmendem SiO_2 -Gehalt und weniger saure pegmatitische Glieder mit sehr starker CaO-Anreicherung. Diese Pegmatite führen Prehnit als Träger des CaO-Gehaltes Orthoklas-Albit und Quarz in ternärer eutektischer Verwachsung, sowie Biotit und Chlorit.

Eine weitgehende Ähnlichkeit mit den Anorthositen zeigen die Analysen eines gangförmig auf der Inselgruppe vom Rödö, südlich Nordingrã, auftretenden, als Kenningit bezeichneten Gesteins. Dies besteht überwiegend aus Plagioklas mit etwas Olivin und Pyroxen, sowie devitrifizierten Glasresten zwischen den Feldspatleisten der Grundmasse. Hier liegt also der äußerst seltene Fall einer Effusion von anorthositischen Magmas vor. Voraussetzung für einen solchen Vorgang war zunächst das Vorhandensein von überhitztem Gabbromagma in geringer Tiefe unter der Erdoberfläche infolge eines raschen Magmenaufstieges. Weiterhin mußte hier eine teilweise Wiederauflösung des gravitativ abgesonderten anorthositischen Anteils stattfinden. Dies war jedoch nur möglich, solange die Temperatur die Soliduskurve für Plagioklas im System: Viel Plagioklas — wenig FeO , MgO , SiO_2 , H_2O noch nicht unterschritten hatte. Gleichzeitig mußte in diesem kurzen, zur Effusion vorhandenen Zeitintervall der Schmelze der Weg nach oben durch Spaltenöffnung freigegeben werden. Diese verwickelten Entstehungsbedingungen erklären das seltene Zustandekommen einer Effusion anorthositischer Magmen.

D. Hoenes.

Kupletsky, B. M.: The pyroxenite intrusion near Africanda station on the Kola Peninsula. (Trav. Inst. pétrogr. Ac. Sc. URSS. Nr. 12. 1938. 71—87. Russ. mit engl. Zusammenf.)

Verf. beschreibt ein Pyroxenitmassiv in der Nähe der Station Afrikanda, das eine Fläche von 11,5 qkm einnimmt. Das Massiv ist von großem wissenschaftlichem und praktischem Wert, da es eine interessante Vergesellschaftung von ultrabasischen Gesteinen mit Alkaligesteinen aufweist und an Titanerzen reich ist. Die Pyroxenitintrusion durchsetzt archaische Gneise. Ihre Randeile bestehen aus feinkörnigem Pyroxenit, der in Form von Apophysen weit in das Gneisgebiet eindringt. Im Zentralteil der Intrusion sind grobkörnige Pyroxenite entwickelt, die mächtige Xenolithe von Oliviniten, Erzperidotiten und feinkörnigen Pyroxeniten einschließen. Die grobkörnigen Pyroxenite werden von zahlreichen Gängen von Ijolithen und Alkalipegmatiten durchsetzt, die aus Nephelin, Pyroxen, Schorlomit, Knopit, Titanomagnetit und anderen Mineralien bestehen. Das ganze Zentralfeld der Intrusion ist von den Pegmatitgängen eingenommen, die die Intrusion in verschiedenen Richtungen durchsetzen.

Die enge Vergesellschaftung der Nephelinpegmatite mit den Pyroxeniten, das Fehlen der Alkaliintrusionen außerhalb dieser Pyroxenite und die ähnliche

Zusammensetzung von Pyroxen in den Alkalipegmatiten und Pyroxeniten veranlassen, die Nephelinpegmatite als eine Bildung aus der Restschmelze eines ultrabasischen Magmas aufzufassen. Die Anreicherung der Alkalischmelze fand im Zentralteil der Intrusion statt; deshalb scheint eine Assimilation irgendwelcher Nebengesteine bei der Bildung der Nephelinpegmatite ausgeschlossen zu sein. Andererseits wird zugegeben, daß die Intrusion im ganzen aus einem Magma entstanden ist, die vielleicht in der Tiefe irgendwelche Kalkgesteine aufgelöst hat, da alle Gesteine und Mineralien des Afrikanda-Massivs reich an Kalk sind.

Bei der Bildung der Afrikanda-Intrusion lassen sich folgende Momente unterscheiden:

1. Kristallisation von Oliviniten, Peridotiten und erzführenden Oliviniten mit Titanomagnetit und Knopit.
2. Kristallisation der feinkörnigen Pyroxeniten mit eingesprengtem Knopit.
3. Ein neues Emporsteigen von Magma und die Bildung der grobkörnigen Pyroxenite.
4. Intrusion der Nephelinpegmatite längs der Spalten und die Bildung hybrider Gesteine.
5. Bildung der Gänge von Semialkaliporphyriten.

Im zweiten Teil der Arbeit werden einige chemiko-mineralogische Angaben über die Gesteine des Afrikanda-Massivs mitgeteilt.

Der Vererzungsprozeß (Titanomagnetit und Knopit) ging vor sich durch alle Phasen der ultrabasischen Intrusion. In Erzminerale beobachtet man einen ständigen Gehalt an Strontium und merkliche Mengen von Thor und Yttrium.

N. Polutoff.

Ergußgesteine.

Preograjenski, I. A.: On the numbers of Plagioklasses in the group of „Basalts-Trachytes“. (Trav. Inst. pétrofr. Ac. Sc. URSS. Nr. 11. 1937. 1—14. Russ. mit engl. Zusammenf.)

Die Effusivgesteine der Basalt-Trachyt-Gruppe unterscheiden sich voneinander durch die Nummer der Plagioklasse. Verf. versucht, die Zusammenhänge zwischen der Änderung der Plagioklasnummern und der Variationskurven von LOEWINSON-LESSING zu klären.

N. Polutoff.

Trümmerlaven. Schlackenagglomerate. Tuffe.

Tokarski, J.: Petrographische Analyse der pelitartigen Elemente der Tuffite aus Berestowiec. (Bull. intern. de l'Ac. Polonaise des Sc. et des Lettres. Cl. des Sc. math. et nat. Série A. No. 3/5. 1938. 252 bis 264. Deutsch.)

Die Mächtigkeit der mit Basalten alternierenden, kirschroten, pelitischen Elemente Wolhyniens beträgt über 100 m. Durch eine Anzahl chemischer und mikroskopisch mechanischer Analysen wurde festgestellt, daß es stark angewitterte, kaliumreiche Tuffite sind. Dieselben stehen in naher Beziehung

zu den trachytischen Konglomeraten, die besonders im Hangenden der Tuffserie auftreten und nach J. SAMSONOWICZ von einem naheliegenden Lande ins Meer in Form von Geröllen angeschwemmt wurden. Diese ausgeprägt alkalische Decke kann mit den Plagioklasbasalten Wolhyniens nicht als komagmatisch aufgefaßt werden. Die primär zumeist aus vulkanischem Glase bestehenden, darauf lateritisierten Tuffite wurden durch Wasser stark aufbereitet und im Meere, der Korngröße nach zu urteilen, nicht weit von der Küste abgelagert.

Thugutt.

Sztrókay, Kálmán: Änderung der Korngrößenverteilung von vulkanischen Tuffen bei der Schlämmanalyse. (Mat. Természettudományi Értesítő A. M. Tud. Akad. III. Osztályának Folyóirata. 55. 960—968. 1937.)

Verschiedene vulkanische Aschen (darunter vulkanische Tuffe von Rodderberg, Vesuviasche) wurden pipettiert. Dabei zeigte sich, daß bei Tuffen der Gebrauch von Stabilisatoren nicht angebracht ist und daß die Probe in lufttrockenem Zustand untersucht werden soll. Bei Verwendung eines dehydratisierenden Suspensionsmittels trat Flockung ein. **F. Neumeier.**

Petrographische Provinzen.

Walther, K.: Afro-brasilianisch-argentinische Eruptiva von permotriassisch-altjurassischem Alter. Die vermeintliche Einförmigkeit des „melaphyrischen“ Magmas und seine Beziehungen zur Alkalinitippe. (Bol. del Instituto Geológico del Uruguay. Nr. 24. Montevideo 1938. 117—167. Mit deutsch. Zusammenf.)

1. Der Überblick über die jüngsttriassischen bis jurassischen Gondwana-Effusive und -Intrusionen beginnt bei den Pampinen Sierren von Cordoba und Guasayán. In der ersten finden sich Ergüsse vortertiärer Basalte (Melaphyre) begleitet von schwach alkalinitischen und peralkalinitischen Gesteinen. Nach dem gegenwärtigen Stande der Kenntnis ist es unmöglich, zu entscheiden, ob die letzten als Differentiationsprodukte aufzufassen sind oder ob sie jüngeren Magmen zugehören (s. im folgenden unter 5.).

2. Während das Material aus den Bohrungen in der Pampa keinen Beitrag zur Klärung des Verhältnisses der beiden Sippen liefert, läßt sich aus der geologisch noch wenig erschlossenen Republik Paragua so viel sagen, daß dort Basalte zwar in enger Verbindung mit ausgeprägt alkalinitischen Gesteinen auftreten, daß aber diese Benachbarung eine Altersgleichheit nicht einzuschließen braucht (s. im folgenden unter 4.). Vielleicht stehen die letztgenannten Bildungen in Beziehung zu denen des Pão de Assucar (Matto Grosso).

3. Die brasilianische geologische Landesuntersuchung rechnet in ihrem letzten stratigraphischen Überblick (GUIMARÃES 1936) sämtliche aus der Literatur wohlbekanntesten atlantischen Gesteine (Pão de Assucar, Fernando Noronha, Rio de Janeiro, Staat S. Paulo, Poços de Caldas usw.) zur Gondwana-Formation, aus deren „basaltitisch-diabasisch-melaphyrisch-spilitischen“ Gabbrodioritmagmen sie durch Differentiation hervorgehen. Ihrem Ver-

breitungsgebiete benachbart sind die Alkalinite von Poços de Caldas, Lages und Annitapolis. Im Gegensatz zu den übrigen gleichartigen Gesteinen werden die von nephelinführenden Gängen begleitenden Natrongranite der letztgenannten Gegend ins Silur gestellt. Neuen Daten zufolge sind sie aber, wie schon früher behauptet wurde, weit jünger, gehen jedoch dem nahen Gondwana-Trapp voraus. Dazu angetan, die Theorien GUIMARÃES' zu erhärten, erscheinen die beiden anderen Vorkommen, insbesondere das von Lages. Hier, inmitten der Trappdecken, wurde in einer Bohrung Phonolith mit Tholeiit wechsellagernd angetroffen. Limburgit und Augitit scheinen als Zwischenglieder zu dem Peralkalinit überzuleiten.

4. In Südwestafrika wie im Grenzgebiete zwischen dem englischen und portugiesischen Ostafrika sind zwar Gondwana-Basalte und peralkalinitische Gesteine mehrfach nahe benachbart, doch ist ein cretacisch-tertiäres Alter der letzten sicher. Die Differentiation der basischen Kalkalkalinite führt einerseits sowohl zu ultrabasischen wie sauren Vulkaniten nebst ultrabasischen wie sauren Plutoniten und weist andererseits Hinneigung zur atlantischen Sippe auf. Von großer und einzigartiger Deutlichkeit sind die Vorkommen der Lebombo-Kette. Hier stellt die Einschaltung des sauren Ergußgesteines, dem stärksten Differentiationsprodukt, das Optimum des gleichzeitigen altjurassischen Diastrophismus dar. Die nahe benachbarten peralkalinitischen Vorkommen gehören sehr wahrscheinlich zum Jungmesozoicum.

5. Die den Basalten des Gondwana gleichalterigen Eruptiva der rhätischen Magmaprovinz Patagoniens zeigen in ihrem Aufbau aus sauren und intermediären Plutoniten und Vulkaniten schwach alkalinitischen Charakter. Von den basaltischen Vertretern des IIb ist in dem erwähnten Gebiete nichts bekannt; sie bleiben der IIa-Provinz fast völlig fern. Erst bei Mendoza (33° südl. Br.) erscheint ein größeres Vorkommen des Zyklus IIb. Hier begegnet dieses afro-brasilische Element sich mit den pazifischen Magmen, welche den gefalteten Rand (die „Gondwaniden“) seiner Masse begleiten. Zwischen 35 und 32° wird dieser Zyklus I, aus SO kommend, in den jungen Faltenwurf der Anden eingegliedert.

Ob die Alkalinite (Natrongranit, Monzonit, Keratophyr) aus der Gegend der heißen Wässer von Cacheuta dem letztgenannten Zyklus angehören, muß bezweifelt werden. In der Gegend von Mendoza und S. Juan erscheinen nachrhätische, teilweise schwach alkalinitische Gondwana-Eruptiva zusammen mit Peralkaliniten. Es ist denkbar, daß diese sich von jenen ableiten, doch ist es leicht möglich, daß die Differentiation wieder bei den schwach alkalinitischen Typen haltmacht und daß die Peralkalinite jüngere Bildungen darstellen. Die ersten finden sich auch in der Provinz La Rioja, der die Sierra de Famatina angehört. Hier scheint es, als ob die Vertreter der drei Zyklen GROEBER's nebeneinander auftreten, doch fehlt es noch sehr an petrographischen Untersuchungen. Bemerkenswert ist, daß im Gebiete des Sta. María-Tales (Prov. Salta) limburgitische Gänge ein sicher jüngeres, nachjurassisches Alter besitzen, während die Paganzo- (Gondwana-) Eruptiva keine oder nur sehr schwache alkalinitische Anklänge aufweisen.

6. Das Studium der Geologie Uruguays liefert nichts, was auf etwaige Beziehungen zwischen den dortigen Vitrophyren nebst Vitroporphyriten sowie zwischen Alkaliniten und Gondwana-Effusiven hinweist. Verf. vergleicht die erste Gruppe mit den nachdevonischen, von LEINZ (1936) neu beschriebenen saueren Porphyren des brasilianischen Staates Paraná. Ihre glazial transportierten Gerölle finden sich im dortigen Altperm. Vielleicht gehören derselben noch unbekanntes postcaledonischen Magmengruppe die sicher nachdevonischen Alkalinite von Annitapolis an (s. o. unter 3.).

Es ist zu vermuten, daß das genannte Alter dem hydrothermalen Anteil der Mineralisierung zukomme, von der nicht nur das Präkambrium betroffen wurde, sondern auch ein Teil der Alkalinite (Pan de Azúcar, La Paz usw.). Diese erscheinen ohne Begleitung von Sedimenten in rein archaisch-algonkischer (?) Umgebung. Bei Montevideo dürften sie als Differentiationsprodukte des jüngeren (huronischen?) Granites aufzufassen sein, anderwärts ist ihr Alter noch unbestimmt, vordevonisch.

Die Art des tektonischen Verbandes zwischen dem Hemimetamorphikum (MACMILLAN's algonkischer Serie de Minas) und einer in dasselbe eingeschalteten, alkalinitische Bruchstücke führenden groben Breccie bedarf noch der Aufklärung.

Es fehlt an Beweisen für das am Anfang von 3. Gesagte. Unverkennbar ist die Hinneigung der triadojurassischen kalkalkalinitischen Ergüsse Afro-Südamerikas sowohl zur atlantischen Sippe wie auch zur Azidifizierung. Die Magmen sind also nicht „von fast völliger Konstanz und Unveränderlichkeit“. Nach den Beobachtungen in den beiden Südkontinenten scheint die Differenzierung nicht bis zur Peralkalinitbildung zu gehen. Vielleicht wird aber das eingehende Studium der Gegenden von Poços de Caldas und Lages diese Ansicht modifizieren.

Beachtenswert ist die Begleitung von verschiedenen unter den argentinisch-paraguayisch-brasilianisch-uruguayischen Alkalinitvorkommen durch Gebilde hydrothermalen Natur, z. T. durch heiße Wässer. Da es wenig wahrscheinlich ist, daß die jungpaläozoisch-mesozoischen Emanationen sich bis in die Gegenwart fortsetzten, so muß man spätere Neubelebungen annehmen. Dieser Gedanke steht nicht im Einklang mit den Vorstellungen von WOLFF's (1931). Hiernach erfolgt die Bildung des Nephelins und anderer Feldspatvertreter auf Kosten der Plagioklase eines pazifischen Primärmagmas, und das „regenerierte“ Sekundärmagma muß im allgemeinen arm an pneumatohydrothermalen Entsendungen sein. Die Theorie DALYS (SHAND 1933) wurde herangezogen, um die Nephelinbildung in den Alkaliniten von Annitapolis zu erklären. Es möchte sich empfehlen, die Theorie mit Vorsicht anzuwenden. Denn es ist nicht zu bezweifeln, daß viele kalkig-dolomitische Gesteine von pazifischen Magmen intrudiert wurden, ohne daß sich eine Assimilation vollzogen hätte.

Es sei vorgeschlagen, zwar von einem Alkali-Pyroxen u. dgl. zu sprechen, im Gegensatz dazu aber von einem alkalinitischen Gesteine (Magma, Sippe usw.) oder kurz einem Alkalinit. Wenn man die Teilung der Alkalinite in „starke“ und „schwache“ beibehalten will, kann man die letzten noch in Krypt- und Mesoalkalinite trennen. Einfacher wäre das Wort „Hypalkalinit“,

doch könnten sich Verwechslungen mit „Subalkalinit“ (= Kalkalkalinit) ergeben. Ein Peralkalinit ist ein Gestein mit Feldspatvertretern. [Zusammenf. des Verf.'s.]

H. Schneiderhöhn.

Stark, Michael: Zur Gauverwandtschaft der Spilitgesteine Innerböhmens. (Zvláštní otisk z Věst. Král. Čes. Spol. Nauk. Tř. 2. Roč. 1936. 1—4.)

Eine der bemerkenswertesten Gesetzmäßigkeiten der Eruptivgesteine, die Gauverwandtschaft, zeigt sich in strengen Grenzen in Böhmen in den tertiären Eruptivgesteinen des Böhmisches Mittelgebirges und Duppauer Gebirges (Alkalireihe), in anderer Form in den permokarbonischen Eruptiven (Alkalikalkreihe). Diesen letzteren gauverwandt sind nun die Spilite (F. SLAVÍK, „Spilitische Ergußgesteine im Präkambrium zwischen Kladno und Klattau“), welche F. SLAVÍK in sehr sorgfältiger Weise studiert hat. Sie tragen die Merkmale der Alkalikalkreihe, denn es fehlen Anzeichen von Feldspatvertretern, die Pyroxene sind von analogen Eigenschaften wie jene in den Ergußgesteinen der Alkalikalkreihe, auch die Neigung zu dichter bis glasiger Grundmasse ist analog.

Im Silur dagegen scheint die Tendenz der Differentiation zur Alkalireihe auf, jedoch nur in beschränkter Weise im Auftreten von Ägirin und Ägirin-augit, auch in breiter Schalenbildung von Alkalifeldspat um Labrador in Diabasen usw.

Die Klarstellung der Gauverwandtschaft der Spilite ist nicht nur für sich von Interesse, sie hat eine besondere Bedeutung für die Systematik der Eruptivgesteine in der Böhmisches Masse überhaupt. [Zusammenf. d. Verf.'s.]

H. Schneiderhöhn.

Luchitsky, V. I.: The gabbro-noritic magmas of Ukraine. (Trav. Inst. pétrogr. Acad. Sc. URSS. Nr. 12. 1938. 45—67. Russ. mit engl. Zusammenf.)

In der Ukraine, vor allem in ihrer kristallinen Zone, sind magmatische Gesteine ziemlich weitverbreitet, die aus einem gabbro-noritischen Magma hervorgegangen sind. Die Hauptvertreter dieses Magmas sind Gabbro-Noritgesteine. In chemischer Hinsicht zeichnen sie sich durch etwas erhöhten Gehalt an Kaliumoxyd und in mineralogischer, durch das ziemlich ständige Vorhandensein von Kalifeldspaten aus. Außerdem treten an einigen Stellen Diabase und Diabasporphyrite auf.

Nach einer gründlichen Untersuchung von von dem Verf. selbst gesammelten Gesteinsproben und auf Grund von Angaben in der Literatur kommt Verf. zum folgenden Ergebnis:

In der Ukraine kann man drei Typen der Gabbro-Norit- und Gabbro-Diorit-Magmen unterscheiden:

1. Das jüngste gabbro-noritische Magma, aus dem Diabase von Isatschek und Romny, Basalte von Slasni und auch Gabbro-Pyroxenite, Pyroxenite und andere Gesteine des Asow-Gebietes hervorgegangen sind. Das Magma ist äußerst verschiedenartig.

2. Älter ist ein gabbro-noritische Magma mit Übergängen zum Magma gabbro-syenitischen Typus, manchmal auch zum gabbro-labradoritischen Magma. Dieses Magma ist in Wolhynien und Zentralteil der Ukraine durch magmatische Tiefengesteine des Jotnian-Alters oder etwas jüngeren Alters und an der Peripherie durch hypabissische Gesteine, am häufigsten Diabase, vertreten.

3. Das älteste, gabbroide und gabbrodioritische Magma wird durch geringen Kaliumoxydgehalt und durch größere Basizität gekennzeichnet. Es ist durch amphibolitisierte Diabase vertreten.

Der Text der besprochenen Arbeit wird durch eine Reihe von Mikroaufnahmen und Analysentabellen veranschaulicht. **N. Polutoff.**

Sedimentgesteine.

Allgemeines. Systematik. Nomenklatur.

Niggli, P.: Zusammensetzung und Klassifikation der Lockergesteine. (Erdbaukurs der E. T. H. 1938 u. Schweizerarch. 5. 1939. 20 S. in 4^o. Mit 16 Abb. u. 4 Tab.)

In der Einleitung werden die Begriffe Festgestein—Lockergestein und ihre Abgrenzung von den Böden erläutert. Der erste Hauptteil befaßt sich mit den einzelnen Kornfraktionen. Nach Besprechung der physikalischen und chemischen Verwitterung als Lieferant der Primärteilchen wird im Zusammenhang mit der granulometrischen Analyse der grundsätzlichen Frage der Intervallbildung größerer Raum gewährt, wobei als erste Hauptbedingung gefordert wird, daß im großen die Hauptintervalle so abzustufen sind, daß die Größe der Intervalle, dividiert durch die mittlere zugehörige Korngröße eine Konstante bleibt. Dabei schließt sich d. A. der **ARTERBERG**'schen Einteilung an und bezeichnet die Intervalle und einfache Kombinationen von Intervallen mit einfachen Worten wie folgt, wobei das vieldeutige Wort „Ton“ in diesem Zusammenhang vermieden wird:

gr. 200 mm	Block	} Kies	} Grobschutt	} Psephitisches Korn
200—20	Grobkies			
20—2	Feinkies	} Sand	} Gries	} Psammitisches Korn
2—0,2	Grobsand			
0,2 —0,02	Feinsand	} Schluff	} Silt	} Pelitisches Korn
0,02—0,002	Grobschluff			
0,002—0,0002	Feinschluff	} Schweb	} Schlämm	
kl. 0,0002	Schweb			

In der Unterteilung eines Intervalles wird das Grundprinzip zugunsten kleiner Progressionen und einfacher Zahlenwerte verlassen, z. B. 20—10—5—2 mm = γ — β — α -Feinkies.

Bei der Besprechung der Art der Körner wird u. a. das Dominieren allochthoner und autochthoner kristalliner Neubildungen in den feinen Fraktionen hervorgehoben, die aus den wenigen Grundtypen der gesteins-

bildenden Mineralien entstehen. Dabei zerfallen etwa die weitaus verbreitetsten Mineralien der äußeren Erdrinde, die Feldspäte unter Austritt resp. Lösung der Kationen und Wasseraufnahme zu Si-Oxy-Hydroxyden in 4-er Koordination (t) und in Al-Hydroxyde in 6-er Koordination (o) mit der Tendenz zu gegenseitiger Anlagerung zu Schichtbruchstücken und Bildung neuer kristalliner Verbindungstypen. Nach Besprechung des Verhaltens auch der übrigen Mineralien wird betont, daß eine strenge Klassifikation der Tonmineralien prinzipiell nicht durchführbar sei, da es sich um eine Reaktionschemie mit gewissen Haltepunkten und Endpunkten (Hydrargyllit, Brucit, Kaoline, Chlorite, Glimmer, Talk, Pyrophyllite) handelt. Für eine röntgenometrische Gliederung der Tonmineralien liegen folgende Möglichkeiten vor:

1. Isolierte t- und isolierte o-Schichten ohne Hauptbindung. 2. Doppelschichten to und Tripelschichten tot je mit Brückensauerstoffen. 3. Es können diese hauptvalenzartig gebundenen Schichten durch praktisch substanzlose Zwischenschichten (l) oder durch Ionenschichten (i) oder endlich durch variable Füllmassen (f) gebunden sein.

Beispiele: t eventuell l—t—l—o = ?Halloysit; to = Metahalloysit; to—l = Kaolinit, Dickit, Nakrit; tot—l = Pyrophyllit, Talk; tot—i = Sericit; tot—l daraus f, daraus evtl. o evtl. i—tot = Montmorillonit, Beidellit, Nontronit usw.

Es folgen die Besprechungen der chemischen Verhältnisse der Tonmineralien, der Bedeutung der intra- und extralamellaren Oberfläche, Wasserbindung, Plastizität, Fehlen der Bodenzeolithe, Bestimmung der Kornform usw.

Der 2. Teil behandelt das Korngemisch mit Charakterisierung der vorhandenen Korngemische als Verteilungsdiagramme, als Kummulativprozente (Standarddarstellung), in Dreiecksdarstellung; es werden Gleich- und Ungleichförmigkeitsziffern und zahlenmäßige Darstellung behandelt.

Bei letzterer werden nach NIGGLI bestimmt: der max. Korndurchmesser (Mittel der letzten 5 Gewichtsprozente), der mittlere Durchmesser d (Summe der Produkte aus Kornintervall mal Prozentanteil dividiert durch 100), der mittlere Korndurchmesser der gröberen (d'') und der mittlere Korndurchmesser der feineren Fraktion (d') in ähnlicher Weise, der kleinste Korndurchmesser und zu diesen 4—5 Punkten, die die Kurve bestimmen, je die entsprechenden Gewichtsprozentwerte (p). Dazu gesellt sich, je nach Bedarf der Wert p_s = Gewichtsprozent kleiner 0,002 mm, der im Erdbau wichtig ist, der Aufbereitungsindex $\frac{3(d''-d')}{d}$ und verschiedene weitere Möglichkeiten.

Aus d'' d' d' läßt sich die genaue Bezeichnungsweise leicht finden. Fallen alle in dasselbe Intervall, so erhält das Gemisch den Namen des Intervalles, z. B. Feinsand. Streuen die Werte über verschiedene Intervalle, so erhält man bei ziemlich guter Aufbereitung einfache Bezeichnungen wie Silt, bei schlechter Aufbereitung Kombinationen wie Silt-Kies usw. **A. von Moos.**

Schwezew, M. S.: Erfolge der Petrographie der Sedimentgesteine während 20 Jahren und Wege ihrer weiteren Entwicklung. (Ber. Naturf. Ges. Moskau. 46. 1938. Geol. Abt. 16. (2.) 178—192. Russisch.)

Verf. stellt fest, daß es vor 20 Jahren in Rußland noch keine Petrographie der Sedimentgesteine gab; ihren Aufschwung hat diese Disziplin besonders auch der Industrialisierung des Landes zu verdanken. Heutige Sedimente. Früher hatte man nur Angaben über die Sedimente einiger Seen, jetzt eine umfangreiche Literatur. Man hat sich auch der Untersuchung der marinen Sedimente zugewandt, besonders in der Karasee, im Barentsmeer, in der Kolabucht und vor allem im Schwarzen Meer. Mineralische Bestandteile der Gesteine. Von den Mineralien der Sedimentgesteine lenken Glaukonit und Phosphorit die größte Aufmerksamkeit auf sich. Hier ist noch die Entdeckung eigenartiger weißer, farbloser Phosphate zu erwähnen, ferner wurden eisenhaltige Mineralien, Sulfide in den heutigen Sedimenten, Oxyde und Leptochlorite untersucht. Organische Bestandteile der Gesteine. Verf. verweist auf den von MASLOW herausgegebenen Atlas. Gleichzeitig erschien eine Reihe Arbeiten über die Mikro- und Makroskopie verschiedener neuer Arten von gesteinsbildenden Kalkalgen, über Diatomeen, Foraminiferen. Struktur, Textur, Makrotextur. Hierher gehören Arbeiten über Kreuzschichtung, Konkretionen, Mikroschichtung, Oolithe, Farbe u. a. m. Trümmergesteine. Am meisten lenken die sandigen Trümmergesteine die Aufmerksamkeit auf sich; in vielen Arbeiten werden die Fragen ihrer Klassifizierung behandelt und die für die einzelnen Folgen und Gebiete charakteristischen Typen beschrieben. Tone. Es werden einige größere Arbeiten angegeben, welche sich mit den Eigenschaften der Tone, ihrer Zusammensetzung, ihrer Untersuchungsmethode, ihrer Entstehung befassen und auch eine riesige Anzahl chemischer und mechanischer Analysen der Tone aller Systeme und Gebiete von USSR. enthalten. Karbonatgesteine. Am wenigsten interessieren die Dolomite; mit den Kalksteinen und z. T. mit den Dolomiten beschäftigt sich eine Reihe Spezialarbeiten; es werden darin Systeme der Klassifizierung der Karbonatgesteine bearbeitet und die Fragen der Entstehung dieser bisweilen sehr gut erhaltenen Gesteine eingehend untersucht, auch eine außerordentlich große Anzahl chemischer Analysen angeführt. Kieselgesteine. Es sind Arbeiten über Diatomite und Mergel vorhanden. Sehr wenig ist für die Untersuchung der umkristallisierten Kieselgesteine (Jaspis) und Kiesel getan. In dieser Beziehung stehen wir deutlich und schroff Westeuropa nach. Bauxite. Es werden zahlreiche Theorien über die Entstehungsbedingungen der Bauxite vertreten. Besonders interessant sind die Ansichten ARCHANGELSKIJ's, der annimmt, daß die Bauxite ein normales, chemisches, marines oder lakustres Sediment darstellen, und der ganz die Realität des sog. Lateritprofils leugnet. Das Aufsuchen dieser Mineralien nach dem angegebenen Hinweis führte schon zur Entdeckung zahlreicher Bauxitlager. Eisenhaltige Gesteine und Manganablagerungen. Besondere Aufmerksamkeit wurde den Fragen der Entstehung, des Chemismus, der Mikroskopie und der Mineralbildung zuteil. Die Ansicht der Entstehung der Erze, die früher für metasomatisch gehalten wurden, als lakustres Sediment wird vertreten; in anderen Arbeiten wird die Frage der Bedingungen bakterieller Ablagerung der Eisenerze behandelt, auch die Untersuchungen über die Eisenerze der verschiedenen Gebiete von USSR. Neu sind Arbeiten über die Petrographie und Entstehung der Manganablagerungen. Salze. Die Untersuchung

der sog. Salze bildet einen selbständigen Zweig der Sedimentpetrographie. Für die Erklärung der Entstehung und für die Entdeckung neuer Salzlager und sogar -gesteine ist viel getan worden, auch für die Untersuchung der Salzseen. Zahlreiche große Salzstöcke sind entdeckt worden, auch Kalisalze und Borate. Kohlen. Auch hier hat sich eine mächtige wissenschaftliche Disziplin, die selbständige Petrographie der Kohlen, ausgebildet. Dank zahlreicher Arbeiten ist schon eine ziemlich vollständige Vorstellung über die Struktur und die Zusammensetzung der verschiedenartigen Kohlen verschiedenen Alters und der verschiedenen Gebiete von USSR. vorhanden. Es werden auch neue Methoden ihrer stratigraphischen Vergleichung und der Erklärung ihrer Entstehung ausgearbeitet, welche gestatten, erstaunlich genaue Einzelheiten ihrer Ablagerung zu rekonstruieren. Auch die Entstehungsbedingungen der heutigen Sapropelle wurden geklärt. Mineralogische Analyse. Die früher ganz unbekannt mineralogische Analyse wird heute weitgehendst angewandt, in allen Zweigen der Sedimentpetrographie, bei Tiefbohrungen usw. Es folgt eine Reihe Literaturangaben, besonders über Handbücher. Die Entdeckung wertvoller Aluminiumerze ist der Anwendung der heutigen Methoden der Lithologie und der Sedimentpetrographie zu verdanken. Die breite und sich immer erweiternde Anwendung der Sedimentpetrographie bei Aufnahmen, stratigraphischen Vergleichen, Klärung von Fragen der Paläogeographie, der Entstehung der Sedimentgesteine und ihrer nutzbaren Mineralien eröffnet die weitesten Aussichten zukünftiger Verallgemeinerungen von ungeheurer praktischer Bedeutung. Verf. stellt dann die Ziele und Aufgaben der Sedimentpetrographie fest. a) Untersuchung der Zusammensetzung und der Textur der Sedimentgesteine. b) Erklärung der Entstehung der Sedimentgesteine und der gewöhnlich in ihnen enthaltenen nutzbaren Mineralien. c) Lösung der Fragen der Paläogeographie, die oft entscheidende Hinweise beim Aufsuchen nutzbarer Mineralien geben. d) Die genaue Bestimmung der stratigraphischen Einteilungen. Es wird dann die Frage behandelt, auf der Basis welcher Disziplinen sich die Sedimentpetrographie entwickelte. a) Sie ist eng mit der Stratigraphie und mit den Fragen der historischen Geologie verbunden. b) Eine andere Quelle sind die biologischen Wissenschaften — Mikropaläontologie, Paläozoologie, -phytologie, -ökologie. c) Als dritte Grundlage erscheinen die physische Geographie und die Geologie. d) Als vierte Chemie und Geochemie. Die Petrographie der magmatischen Gesteine ist nicht genannt, sie verfolgt andere Ziele und Aufgaben und wendet andere Methoden an als die Sedimentpetrographie. Verf. wendet sich dann der Frage zu, womit sich die Sedimentpetrographie beschäftigt. Die Antwort ist bereits im ersten Teil der Arbeit gegeben, wird aber erweitert mit Hinblick auf das Ausland, besonders auf das „praktische Amerika“. Zum Schluß wird behandelt, wer auf dem Gebiet der Sedimentpetrographie arbeitet, und wer diese Wissenschaft schuf.

Hedwig Stoltenberg.

Sedimentpetrographische Untersuchungsverfahren. Schwermineraluntersuchungen.

Sindowski, Karl-Heinz: Korngrößen- und Schwermineralverteilung in den Tuffen und Lössen des Laacher-See-Gebietes Nr. 1. (Decheniana. 98. A. 1938. 55—79. Mit 5 Textabb.)

In vorliegender Arbeit wurden Einteilung und Bezeichnung der Tuffe im Laacher-See-Gebiet, wie sie AHRENS in seinen verschiedenen Abhandlungen gegeben, übernommen, da sich die mikroskopischen und megaskopischen Untersuchungen decken; es wurden nur die Basalttuffe, Trachyttuffe und die „dazugehörigen“ (?) Lössen näher untersucht und beschrieben.

Als Methoden wurden, wie auch sonst bei sandigen Sedimenten, die Korngrößen- und Schwermineralanalyse angewandt. Die Schwerminerale wurden stets aus der Fraktion 0,2—0,1 mm abgetrennt. Die ebenfalls ermittelten Leichtminerale sollen einer späteren Arbeit vorbehalten bleiben.

Die untersuchten Basalttuffe lagen vom Kunkskopf, Herchenberg und Ettringer Belleberg vor. Unter den Schwermineralen wurden jeweils drei Gruppen unterschieden:

Stabile Gruppe: Die stabilen (Turmalin, Zirkon, Granat, Rutil) und metamorphen Mineralien (Staurolith, Disthen, Epidot, Andalusit, Sillimanit) umfassend.

Vulkanische Gruppe: Augit, Hornblende, Titanit, Olivin, Biotit.

Sonstige: Trüber und opaker Anteil.

Der Ettringer Belleberg unterscheidet sich durch hohen Hornblendegehalt (27%) und der Herchenberg durch hohen Augitgehalt (58%) vom Kunkskopf. [Natürlich nur bei der gewählten Fraktion! Die primäre Korngröße und der ursprüngliche Kristallisationsgrad der Komponenten bleibt unberücksichtigt! Ref.]

Fünf verschiedene Trachyttuffe kamen zur Untersuchung. Die Korngrößen- und Schwermineralverteilung wird in tabellarischen Zusammenfassungen angeführt.

Im untersuchten jüngeren Löss werden als typische Schwerminerale Epidot, Andalusit und Sillimanit festgestellt. Die Frage über die Herkunft der mittelhessischen Lössen wird erörtert und eine solche aus den Rheinterrassen (vor allem Hauptterrasse) wahrscheinlich gemacht.

In Diagrammen wird die Korngrößenverteilung in den Tuffen dargestellt; die Unterschiede in der Schwermineralverteilung werden dargelegt.

Chudoba.

Krygowski, B.: Untersuchungen klastischer quartärer Materiale mittels geologisch-petrographischer Methoden. (Bull. internat. Acad. Polonaise d. Sci. et d. lettres, Cl. Sci. math. et nat., Sér. A: Sci. math. 1938. No. 6—7. Cracovie 1938. 373—392. Mit 2 Tab. u. 5 Fig.)

Bei der Untersuchung diluvialer Ablagerungen verdienen petrographische Untersuchungen eine viel größere Bedeutung als bisher. Petrographische Methoden ermöglichen die Untersuchung 1. der mechanischen Zusammensetzung des klastischen Materials (Korngrößen), 2. der

mechanischen Bearbeitung des Materials (Abrollungsgrad) und 3. der mineralogischen Zusammensetzung.

1. Die mechanische Zusammensetzung klastischer Materiale erkennt man aus der Bestimmung der Kornklassen:

I	II	III	IV	V	ausgeschieden
<0,01	0,01–0,05	0,05–0,10	0,10–0,25	0,25–0,5	mm mittels Schlämmapparat
VI	VII	VIII	IX	X	
0,5–1	1–2	2–4	4–7	>7	mm mittels Siebsatz

Wie aus Tabelle I hervorgeht, lassen sich an der Verteilung der Korngrößenfraktionen eine Reihe wichtiger Merkmale für die untersuchten Materialien erkennen, am deutlichsten bei Darstellung der Fraktionen im Schaubild. Bei den Geschiebelehmen liegt das Maximum in Kornklasse I mit 29,70–66%, ein zweites Maximum in Kornklasse V mit 14,77–36,91%. Bei den Sandern und anderen fluviatil-glazialen Materialien wie bei den äolischen Sanden liegt das Maximum in V, bei der ersten Gruppe mit 29,12–84,46%, überwiegend zwischen 40–60%, bei den äolischen Sanden in der Regel mit über 80%. Während Geschiebelehme und fluviatil-glaziale Materialien Anteile aller Kornklassen enthalten, fehlen bei den äolischen Sanden fast stets die größeren Fraktionen. Nur ein Geschiebesand (Nr. 6) hat das Maximum bei Kornklasse VII, es fehlen weitere vergleichende Bestimmungen, ob damit ein Charakteristikum der Geschiebesande gegeben ist. Auf alle Fälle ermöglichen in Zweifelsfällen die Korngrößendiagramme Hinweise auf die Einordnung der vorliegenden klastischen Materialien.

2. Die mechanische Bearbeitung des Korns mancher Materialien wurde durch Feststellung des Abrollungsgrades von Quarzkörnern in der Weise ermittelt, daß auf dem Segregator ein gut gerundetes Korn bei geringerem Neigungswinkel abrollt als ein schlecht abgerolltes. Nach der Neigung der schiefen Ebene des Segregators unterscheidet man folgende Kornklassen:

Kornklasse . . .	I	II	III	IV	(Vgl. Tab. II)
Neigungswinkel . .	0–5°	5–10°	10–15°	>15°	

Für die graphische Darstellung vereinigt man die Kornklassen I und II und bekommt dann Vergleichsmöglichkeiten zwischen gut, mäßig und kaum abgerollten Kornanteilen.

Typ A weist Anteile der Klassen I–II bis 12,07%, III zwischen 29,68 bis 41,90% und IV bis 59,65%. Der überwiegende Anteil an kantigem, kaum abgerolltem Material ist typisch für fluviatile Materialien.

Typ C mit höchstem Anteil der gut abgerollten Klassen I + II (45,84–58,62%), ziemlich hohem Anteil an mäßig abgerolltem Material der Klasse III (24,09–33,99%) und sehr niedrigem Anteil kantiger Körner der Klasse IV (17,26–23,69%) ist charakteristisch für äolische Ablagerungen.

Typ B hat den maximalen Anteil in Kornklasse III mit 39,87–66,61%, während die Klassen I + II und IV nur selten den Wert von 30% überschreiten. Typ B ist charakteristisch für glaziale Materialien.

Tabelle I.
Korngrößenfraktionen.

Nr.	Material	Fundort	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Summe
1.	Geschiebelehm	Pulawy	66,60	0,42	0,22	10,52	14,77	2,29	1,31	0,93	0,24	2,50	99,80
2.	Geschiebelehm	Tuchola	33,55	2,02	0,85	15,37	30,93	4,50	2,73	1,54	0,78	1,04	99,31
3.	Unterer Geschiebelehm	Golecin bei Poznań	42,95	2,88	0,88	15,48	26,36	4,70	2,70	1,42	0,93	0,91	99,21
4.	Oberer Geschiebelehm.	Piątkowo bei Poznań	29,70	3,28	0,99	17,98	36,91	5,22	2,27	1,12	0,39	1,98	99,84
5.	Oberer Geschiebelehm.	Puszczykowo b. Poznań	37,26	2,97	1,25	16,65	32,36	4,68	2,25	1,03	0,57	0,73	99,75
6.	Geschiebesand	Zasumie (Südpolesje)	4,21	0,27	0,27	3,90	20,57	26,55	29,89	5,95	1,79	6,19	99,59
7.	Sander	Główna bei Poznań	1,62	0,41	2,67	0,03	84,46	9,10	0,76	0,24	0,16	—	99,45
8.	Sander	Czersk (Pommern)	0,11	0,75	5,45	0,23	51,10	26,21	14,29	1,61	0,19	—	99,94
9.	Sander 5	Tuchola	7,46	2,21	1,10	20,11	61,88	4,31	1,13	0,45	0,25	0,12	99,00
10.	Sander 4	Tuchola	1,64	0,55	0,93	33,54	58,13	1,29	0,63	0,52	0,39	1,97	99,59
11.	Unterer Sand	Tuchola	1,37	0,26	2,99	0,10	29,12	19,40	28,79	10,38	3,30	4,06	99,77
12.	Dünensand	Chinoceze 1	0,35	0,71	8,10	0,09	87,04	14,57	0,16	—	—	—	99,23
13.	Dünensand	Chinoceze-Berezy	—	0,33	5,49	0,03	87,91	5,59	0,10	—	—	—	99,35
14.	Dünensand	Chinoceze 2	0,24	0,31	10,42	0,39	86,96	7,41	0,25	—	—	—	99,85
15.	Dünensand	Chinoceze 3	0,29	0,68	0,56	6,43	81,26	9,61	0,40	—	—	—	99,23

Tabelle II. Kornklassen (Neigungswinkel).

Nr.	Material	Fundort	I (0—5°)	II (5—10°)	III (10—15°)	IV (15°)	Summe	Typ
1.	Geschiebesand	Zasumnie, Südost-Polesie	2,00	20,89	65,12	11,89	99,90	B
2.	Geschiebelehm	Putawy, Zentralpolen	1,78	6,98	61,36	29,86	99,98	B
3.	Unterer Geschiebelehm	Golecin bei Poznań	3,33	13,35	55,09	28,08	99,85	B
4.	Oberer Geschiebelehm.	Puszczykowo bei Poznań	1,53	9,66	63,28	25,47	99,94	B
5.	Geschiebelehm	Kamiień Plebański bei Sandomierz	8,02	21,13	39,87	31,04	100,06	B
6.	Geschiebelehm	Dwikozy bei Sandomierz	12,10	21,58	43,94	22,36	99,98	B
7.	Sander	Giówna bei Poznań	0,78	7,06	56,86	35,42	100,12	B
8.	Sander	Tuchola a	2,56	10,25	58,71	28,45	99,97	B
9.	Sander	Tuchola b	0,73	4,57	66,61	28,05	99,96	B
10.	Geschiebekies	Baranowo bei Poznań	0,00	9,77	43,96	46,26	99,99	A ₁
11.	Geschiebelehm	Tuchola	1,01	6,06	41,90	50,90	100,05	A
12.	Oberer Geschiebelehm.	Piątkowo bei Poznań	2,06	10,01	33,38	54,50	99,95	A
13.	Unterer Sand	Tuchola	0,57	10,08	29,68	59,65	99,98	A
14.	Unterer Sand	Giówna bei Poznań	3,10	8,70	34,60	52,90	99,30	A
15.	Sander	Czersk, Pommern	4,03	36,21	41,34	18,22	99,80	C ₁
16.	Dünensand	Jelno, Südost-Polesie	20,68	32,62	26,86	19,82	99,98	C
17.	Dünensand	Zaluże, Südost-Polesie	21,81	36,81	24,09	17,26	99,97	C
18.	Dünensand	Chinocze, Süd-Polesie, a	12,36	33,69	31,63	22,29	99,97	C
19.	Dünensand	Chinocze b	11,51	33,29	32,15	23,69	99,98	C
20.	Dünensand	Chinocze c	12,11	33,73	33,99	20,14	99,97	C
21.	Dünensand	Chinocze-Berezy	13,93	34,09	32,78	19,17	99,97	C
22.	Dünensand	Babia Góra bei Kozienice	10,96	36,87	32,53	19,60	99,96	C
23.	Dünensand	Czersk a. d. Weichsel	12,66	42,80	27,05	17,45	99,96	C
24.	Dünensand	Rachów a. d. Weichsel	5,27	34,41	43,80	16,51	99,99	C ₁
25.	Dünensand	Tuchola	1,53	9,66	63,28	25,47	99,94	B

Neben den reinen Typen gibt es nun eine ganze Reihe von Übergangstypen, die wesentlich die geologische Geschichte des Sediments erkennen lassen; einzelne Beispiele werden diskutiert. Die quantitative Erfassung des Abrollungsgrades wird sich für Sedimentbestimmungen häufig als nützlich erweisen, wenn auch noch weitergehende Untersuchungen erwünscht sind. Die mineralische Zusammensetzung ist in der Arbeit nicht näher berücksichtigt.

[Verf. hätte bei der Diskussion eine größere Sicherheit erlangt, wenn er einen Teil der wertvollen deutschen Arbeiten berücksichtigt hätte, wie etwa R. GRAHMANN's Behandlung des europäischen Lößes — vgl. dies. Jb. 1937. II. 410 —, wo petrographische Beobachtungen für die geologische Deutung die Hauptstützen lieferten. Ref.]

Walther Fischer.

Berthois, Léopold: Remarques sur l'origine de la tourmaline dans les roches sédimentaires. (C. R. 208. 1939. 207.)

Turmalin findet sich häufig in Sedimenten in gelben oder braunen Körnern, mehr oder weniger abgerollt. Man nimmt allgemein detritische Entstehung an. Es gibt aber eine weniger häufig beobachtete Art, nämlich den Eisenmagnesium-Turmalin in grünen Kristallen, prismatisch mit der hemimorphen Pyramide. DEVERIN hat in Kreidegesteinen der Meeralpen kleine Turmalinprismen mit verschieden gefärbten Zuspitzungen und Dimensionen von 50—110 in Richtung der Längsachse und 10—60 senkrecht dazu gefunden. Sie tragen keine Spur einer Abnützung, sind aber immer von abgerollten Mineralien wie Quarz, Zirkon und Rutil begleitet. DEVERIN hält den Turmalin für eine Neubildung. Die Verteilung des Bor in der Erdkrinde nach den Untersuchungen von WICKMAN, M. V. GOLDSCHMIDT und CL. PETERS liefert Beweise der Neubildung von Turmalin.

Verf. hat in den Sanden des Mittelmeeres Eisenmagnesia-Turmaline ohne Abnützung beobachtet, deren Dimensionen zwischen 191—25 μ in der Länge und 77—9 μ senkrecht dazu sind und ebenfalls von abgerollten oder zerbrochenen Mineralien wie Zirkon, Granat, Staurolith, Epidot, Amphibol, Augit und Andalusit begleitet werden. Die idiomorphen Turmalinkristalle wurden an vier Stellen gefunden. Drei nahe der spanischen Küste zwischen Carthagena und Almeria in der Nähe von Eruptivmassiven, die wohl den größten Teil der schweren Mineralien der Sedimente geliefert haben und eine in der Nähe von Ibiza in 60—120 m Tiefe. Man kann annehmen, daß die Turmalinprismen von diesen winzigen Dimensionen einen Transport aushalten können, ohne eine Abnützung zu erleiden.

Verf. läßt nicht einen Vergleich mit authigenem Feldspat zu, wie DEVERIN annimmt, da die neugebildeten Feldspäte nicht die Gestalt derjenigen der Eruptivgesteine haben. Turmalin hat aber immer denselben Habitus, gleichwohl, ob er in Eruptivgesteinen oder Sedimenten vorkommt. Daher scheint dem Verf. das Vorkommen prismatischer Turmalinkristalle mit hemimorpher Pyramide noch kein ausreichendes Kriterium für Entstehung in situ zu sein.

M. Henglein.

Bellair, Pierre: Les éléments lourds dans les sables désertiques. (C. R. 207. 1938. 1054—1056.)

Die Untersuchung der Schwermineralien in den Wüstensanden der nördlichen Sahara hat gezeigt, daß bemerkenswerte Unterschiede bestehen. Die entnommenen Proben stammen von den Wegen Ghardaïa—El Goléa, Ghardaïa—Ouargla, Ouargla—Touggourt—Biskra. Die Trennung erfolgte durch Bromoform und mit einem Elektromagneten.

Nach dem Ausfall der Analysen lassen sich zwei Gruppen unterscheiden:

1. Der westliche Teil, dessen Proben durch außergewöhnlichen Reichtum an idiomorphen Zirkonkörnern gekennzeichnet ist. Die anderen Elemente sind Muscovit, selten die Mineralien Brookit, Anatas und Rutil, manchmal viel Turmalin und vor allem sehr häufig Magnetit.

2. Der östliche Teil (Ouargla, Touggourt), wo Zirkon eine Ausnahme darstellt, dagegen Muscovit im Überfluß und selten Magnetit vorhanden sind. Die gewöhnlichen Elemente sind Rutil, rosa Granat, Staurolith, Turmalin und Titanit.

Danach scheint in der Wüste Sahara ein Materialaustausch durch Wind auf große Entfernungen hin nur schwach zu erfolgen. Ursache dafür sind wohl die verschiedenen großen Dünen der nördlichen Sahara. Der Höhenzug von Hoggar—Laghouat, der die beiden alten Flußbecken des Saoura und Igharghar trennt, ist auch heute noch ein unüberwindliches Hindernis für den äolischen Transport der Sande. Ein eingehenderes Studium der Schwermineralien der Wüstensande wird vielleicht neue Aufklärung über den Ursprung, die Bildung und Entwicklung der großen Wüsten bringen. Es scheint, daß die Sande noch die charakteristischen Schwermineralien der ehemaligen Flußsande aufweisen.

Schilly.

Andreasen, A. H. M. und Sören Berg unter Mitwirkung von **E. Kajer:** Einige Kolloidmahlversuche mit einer Kugelmühle. (Kolloid-Zs. 82. (1938.) 37—41.)

Die Verf. konnten mit Hilfe einer Laboratoriumskugelmühle nach dreitägiger Vermahlung bei einem Schwespat 50% und bei Eisenrot 13% des Stoffes in kolloide Feinheit überführen. Durch eine weitere Vervollkommnung der gewöhnlichen Feinheitsanalyse (gearbeitet wurde mit dem ANDREASEN-Pipettapparat) konnten Korngrößenanalysen der Mahlgüter auch im Bereiche der kolloiden Korngrößenordnung einwandfrei durchgeführt werden. Dabei geschah die Vorbehandlung der Proben in verschiedenen, aufeinander folgenden Arbeitsgängen mit verschieden konzentrierter Pyrophosphatlösung. Diese Untersuchungen erscheinen auch für schlämmanalytische Arbeiten des Geologen von besonderer Wichtigkeit, wenn man bedenkt, von welcher Bedeutung auch hier die Erfassung primärer kolloidaler Korngrößen ist.

F. Neumaier.

Andreasen, A. H. M.: Die kolloiden Anteile des Mahlgutes. Ber. deutsch. ker. Ges. 19. (1938.) 23—29.)

Vortrag über wichtige Frage der Zerkleinerung von Mineralien und Korngrößenbestimmung der Einzelteilchen.

F. Neumaier.

Klastische Sedimente im Meer.

Nekrassow, B. A.: Eophyton-, Ischora- („Fucoiden“-) und *Obolus*-Sandstein des Leningrader Gebiets. (Ber. Naturf. Ges. Moskau. 46. 1938. Geol. Abt. (2) 16. 161—176. Mit 2 Karten, 2 Abb., mehr. Prof., 1 Schichtprof. u. 1 Tab. Russ. mit deutscher Zusammenf.) — Das *Obolus*-Konglomerat. S. 170—172.

Auf den stark korrodierten Oberflächen der kambrischen Sandsteine liegt ein schmutzigbrauner, lockerer, kiesig-grobkörniger Sand, charakteristisch durch das Vorherrschen von Detritus aus Brachiopodenschalen, hauptsächlich der Art *Obolus apollinis* Eichw., über den übrigen Bestandteil des Gesteins. Bisweilen ist dieser Horizont durch sehr festen dunkelroten grobkörnigen Sandstein vertreten, auch mit großem Gehalt an Oboliden. Als ein anderer wesentlicher Bestandteil des *Obolus*-Konglomerats erscheinen Geschiebe und Gerölle, die aus den unterlagernden kambrischen Sandsteinen stammen. Die größte Mächtigkeit des *Obolus*-Konglomerats übersteigt nicht 0,50 m. Es ist auf der ganzen Verbreitungsfläche der Sandsteinschicht ausgebildet. Zwischen den Sandsteinen finden sich nicht selten glatte, ebene Oberflächen derselben Sandsteine, die offenbar als Teile von Sandbänken erscheinen, wo die zerstörende Tätigkeit der Brandung fehlte und in Verbindung damit keine Bildung von Konglomerat stattfand. Oft werden innerhalb der Schicht des *Obolus*-Konglomerats wiederholte Linien der Erosion in Gestalt von Systemen taschenförmiger Vertiefungen beobachtet. Das *Obolus*-Konglomerat und der Sandstein bewahrten alle Merkmale ihrer Ablagerungsbedingungen und erlitten in der folgenden Zeit durchaus keine diagenetischen Veränderungen. Zu diesen Merkmalen des *Obolus*-Sandsteins gehören die Lockerheit, der frische Erhaltungszustand der Schalen, die morphologisch veränderten ursprünglichen Linien der Diagonalschichtung, das Fehlen sekundärer, durch Diagenese bedingter, mineralischer Neubildungen wie Calcit, Dolomit u. a. m. Die *Obolus*-Sande und -Konglomerate rufen den Eindruck eines heutigen Typs von Sedimentbildungen hervor und sind als Fazien, z. B. von den Sanden-Muschelkalksteinen der altkaspischen Transgression oder der jungtertiären litoralen Sandfazies der baltischen Stufe Nb im Steppengebiet der nördlichen Krim nicht unterscheidbar. Also erscheinen dieses Konglomerat und dieser Sandstein als Beispiel eines Sedimentgesteins, dessen Bildungsvorgang im frühesten Stadium stehen blieb, und das alle Besonderheiten dieser Bildungsperiode bis zur heutigen Zeit bewahrte. Unter den Geröllen, die das *Obolus*-Konglomerat bilden, kann man nach den lithologischen Merkmalen, der Entstehung und dem Grad der Transportierung folgende fünf Typen unterscheiden:

1. Typ der Sturmgerölle. Diese Bildungen stellen sich dar als Teile der kambrischen Sandsteine, die nicht vom Muttergestein losgerissen sind, oder als Blöcke aus diesen Sandsteinen, wobei man im letzten Fall bisweilen sogar die Stelle des Abreißens im Muttergestein in Gestalt einer Vertiefung beobachten kann, die nach Form und Größe dem Block entspricht und gleichsam als sein Abdruck erscheint. Im ersten Fall — formlose, deutlich eckige Sand-

steinteile, von demselben umgebenden Sandstein durch ein System von Brandungswellenspalten und Löchern abgegrenzt und mit dem Muttergestein am Grunde verbunden. Im zweiten Fall — abgerollte, aber noch eckige Blöcke desselben Sandsteins — bis 30 cm im Durchmesser. Die betrachteten Teile und Blöcke der Sandsteine bildeten sich in der äußersten Randzone des Strandstreifens des Meeres, wo die zerstörende Tätigkeit der Brandung nur in den Perioden von Ebbe und Flut, aber auch während episodischer Meeresbewegungen auftrat. 2. Typ der Brandungswellengerölle. Die gut abgerollten Gerölle zeichnen sich dank der großen Festigkeit des Ausgangsmaterials durch eckige, vierkantige Gestalt aus und erreichen im Durchmesser 20 cm. Sie bestehen hauptsächlich aus blaßrosa, weißem, sehr festem, quarzartigem oberem Eophyton-Sandstein. Außen wird bei diesen Geröllen eine bis 1 cm dicke Kruste aus demselben Sandstein beobachtet, die durch eisenhaltige Verbindungen dunkel, rotbraun gefärbt ist mit unebener, welliger innerer Grenze. Diese Gerölle stellen ein weiteres Stadium der Brandungswellentransportierung der vorhergehenden Sturmgerölle dar. 3. Typ der Abrasionsgerölle. Es sind kugelförmige, scheibenförmige, brotlaibartige Gerölle und Geschiebe mit 5—15 cm Durchmesser aus dunkelbraunem, sehr festem, quarzartigem oberem Eophyton-Sandstein mit hellrotem Kern. Auf der Oberfläche dieser Geschiebe und Gerölle werden oft Spuren des Bohrens und der Lebenstätigkeit am wahrscheinlichsten von skelettlosen, in Gestalt von zahlreichen, sehr kleinen runden schalenförmigen und einzelne, wenig zahlreichen, konischen trichter- oder hohlkehlenartigen Vertiefungen beobachtet. Im Schnitt zeichnen diese Gerölle sich durch die charakteristische konzentrische Anordnung verschieden gefärbter Streifen mit wellenförmigen, verschwimmenden, zungenförmigen Grenzen aus, welche offenbar auf ihre sekundäre Entstehung als Ergebnis intensiver Imprägnierung mit oxydierten Eisenverbindungen während der Bildung dieser Gerölle hinweisen. Die unbedeutenden Ausmaße, die gute Abgerolltheit, die mehr oder weniger regelmäßige Form bezeugen die bei weitem länger dauernde Transportierung im Vergleich mit den Geröllen der vorhergehenden Typen. Die Geschiebe und Gerölle dieser Gruppe bildeten sich in der inneren Zone des Strandstreifens des Meeres, der niemals trocken wurde, sie unterlagen daher dem ununterbrochenen Vorgang der Abschleifung durch die Wellen. 4. Typ der übrigen Bildungen. Hierher gehören kleine, kugelartige Körper von 7—12 mm Durchmesser aus sehr festem dunkelbraunem, rot-zimtfarbenem, kalkreichem oberem Eophyton-Sandstein. Sie kommen sporadisch vor, in Gestalt von Anhäufungen, und füllen gewöhnlich taschenförmige Vertiefungen in der Oberfläche des Ischora-Sandsteins aus. Nach den Ausmaßen, den Lagerungsverhältnissen, der guten Abgerolltheit und der regelmäßigen kugelartigen Form können diese Bildungen nicht zu einem der vorhergehenden Gerölltypen gerechnet werden. Diese Körper sind anscheinend übriggebliebene Bildungen bei der weiteren Transportierung der Gerölle des vorhergehenden dritten Typs von kleinerem Maßstab. 5. Typ der Detritusgerölle. Hierher gehören flache „diskoidale“ Körper bis 15 cm im Durchmesser, die fast ausschließlich aus durch Eisenoxyd zementierten zerschlagenen Obolidenschalen bestehen. Diese Gerölle werden bisweilen in einer Entfernung von 0,5 m

von der Oberfläche des Ischora-Sandsteins angetroffen. Die Entstehung dieser Geröllart ist mit der Ausspülung der zeitweise trocken gewordenen Sandbankgebiete des heranrückenden Meeres verbunden.

Hedwig Stoltenberg.

de Lapparent, Jacques: Die mineralogische Natur der Tone von El Golea in der Sahara. (C. R. hebdomadaire Séances Acad. Sci. **204**. (1937.) 1776—1778.)

Die grünen Tone von El Golea, die zusammen mit roten und grünen Cenomanmergeln auftreten, sind mariner Entstehung. Ihre chemische Zusammensetzung wird angegeben.

F. Neumaier.

Klastische Sedimente auf dem Festland und in festländischen Gewässern.

Sauer, Elisabeth: Verbreitung, Zusammensetzung und Entstehung der diluvialen Seeabsätze im oberen Isartal. (Mineralog. petr. Mitt. **50**. 1938. 305—355. Mit 22 Textabb. u. 23 Tab.)

Von den Ablagerungen des diluvialen Isargletschers sind die interglazialen Bildungen — unter ihnen besonders die lakustren — wegen der Wichtigkeit ihrer stratigraphischen Stellung von besonderer Bedeutung. Ihre Untersuchung war Gegenstand der vorliegenden Arbeit, die sich auf das Gebiet des oberen Isartales von Mittenwald bis Tölz und des Vergleiches wegen auf einige voralpine Vorkommen erstreckte.

Es wurden nur die feinkörnigen Seesedimente untersucht, wobei es sich im oberen Isartal um feine, kalkige Sedimente mit dolomitischen und tonigen Beimengungen handelt.

Einleitend werden ältere Angaben über das Untersuchungsgebiet sowie seine stratigraphische Stellung an Hand der PENCK'schen Arbeiten wiedergegeben, hierauf die einzelnen Vorkommen und die Verbreitung der diluvialen Seeabsätze im Haupttal und in den Nebentälern aufgeführt.

Bei den einzelnen Untersuchungen wurden die sedimentpetrographischen Methoden angewandt, vor allem die Charakteristik der Sedimente mit Angaben der Korngrößenverteilung versucht; auch Angaben über das Porenvolumen und über den Gehalt an leichten Bestandteilen und Schwere mineralien finden sich.

Als Ergebnis der Untersuchungen wird angeführt:

1. Zwischen den sog. glazialen und interglazialen Kreiden des Isartales besteht kein genetischer Unterschied.

2. Die Kreiden entsprechen im Körnungsbilde und der mineralischen Zusammensetzung dem Füllmaterial der Moränen.

3. Die verschiedenen Kreidevorkommen sind örtliche, unzusammenhängende Bildungen. Ihre Untersuchung ergab keinen Anhaltspunkt dafür, daß sie einem einheitlichen See angehören. Gerade das enge und gewundene Isartal gibt mit seinem vielfach verzweigten Ferngletscher und den lokalen Gletscherzuflüssen im Gegensatz zu manchen anderen Haupttälern die besten Vorbedingungen zur Bildung von Einzelseen durch Gletschertau und Toteis oder Moränenverbauung.

4. Damit fallen aber die tektonischen Folgerungen, die darauf aufgebaut sind. Sie lassen sich jedenfalls auf diesem Wege nicht beweisen.

5. Zu einer genauen stratigraphischen Eingliederung der Kreiden und zur eindeutigen Beurteilung des Klimas zur Zeit ihrer Bildung sind neben der Untersuchung der Moränen noch weitere pollenanalytische und chemische Arbeiten erforderlich.

Der Arbeit sind zahlreiche graphische Darstellungen der verschiedenen Körnungsbilder der einzelnen Profile beigegeben.

Chudoba.

Köhler, R. und J. H. Hellmers: Bodenphysikalische und mineralogische Beschreibung eines Lößvorkommens aus dem Tal des Wardak in Afghanistan. (Zs. prakt. Geol. 46. 1938. 207.)

Tschak am Wardak liegt etwa 90 km westlich von Kabul. Der felsige Untergrund des Lößes wird von einem Konglomeratfels gebildet, dessen Gerölle im allgemeinen nur mäßig gerundet sind. Es treten auch eckige Gesteinsbruchstücke, darunter auch Kalke auf. Das Bindemittel ist im wesentlichen Kalk. Der Löß begleitet in erheblicher Mächtigkeit die beiden Talflanken. Er besteht aus einem gelblichgrauen, feinporösen, vollkommen zerreiblichen Material, ähnlich dem deutschen kalkhaltigen Löß. Er besteht aus 22,3% CaCO_3 . Die Humusbestimmung ergab nur unwägbar Mengen organischer Substanz. Der Wassergehalt des bei 105° C getrockneten Lößes betrug 1,6%. Eine mechanische Analyse in Prozenten des Gesamtbodens wird in Tabelle 1 gegeben, und zwar von Kies, Sand, Mehlsand, Schluff und Ton. Die Fließgrenze ergab mit dem Klopffapparat nach A. CASAGRANDE einen Wassergehalt von 35%; die Ausrollgrenze wurde zu 21% Wasser ermittelt. Aus beiden Werten ergibt sich als Differenz eine Plastizitätszahl 14. Die Durchlässigkeitsziffern sind $K_0 = (3,5-4,7) \cdot 10^{-6}$ cm/Minute bei 18° C.

$$K_{1,0} = (2,0-2,4) \cdot 10^{-6} \text{ cm/Minute bei } 18^\circ \text{ C.}$$

K_0 ohne, $K_{1,0}$ mit Belastung von 1,0 kg/qcm unter einem hydraulischen Gefälle von $I = 100$ cm Wasserfläche: 2 cm Bodenschicht = 50 ausgeführt. Es ergab sich eine Wasseraufnahme von 69 ccm Wasser auf 100 g Trockenboden in 24 Stunden. Die Wasseraufnahmefähigkeit liegt etwas unterhalb des Doppelten für die Fließgrenze erhaltenen Wertes. Die Dichte wurde zu 2,79 ermittelt. Das Raumgewicht schwankt zwischen 1,44—1,72. Der große Unterschied ist durch die hohe Porosität bedingt. Als Mittel ergibt sich somit ein Porenvolumen $n = 43\%$ und eine Porenziffer $\epsilon = 0,75$.

Es wurde nun eine mineralogische Untersuchung sämtlicher Fraktionen durchgeführt, wobei die einzelnen Mineralien nach der Einbettungsmethode, nach der Höhe ihrer Lichtbrechung und nach äußeren Kennzeichen bestimmt wurden. In Tabelle 2 wurden die Ergebnisse zusammengestellt. In den gröberen Fraktionen sind noch viele Mineralverwachsungen und Gesteinsbruchstücke vorhanden, die etwa von 0,9 mm an immer mehr zurücktreten und Einzelmineralien Platz machen. In den feinsten Fraktionen herrschen Tonmineralien vor. In den Fraktionen 1—2 mm, sowie in der Fraktion 1—0,5 mm konnte nur Quarz bestimmt werden. In den Fraktionen von 0,5—0,1 mm treten neben Quarz ein Quarz mit charakteristischen Apatiteinschlüssen, sowie Plagioklas, Orthoklas und Biotit auf. In der Kornklasse

0,1—0,005 mm tritt der Plagioklas dem Quarz gegenüber mehr in den Vordergrund, auch Biotit und Hornblende sind hier stärker vertreten.

Außerdem wurde noch ein schwach grünliches Gesteinsglas, das z. T. stark splitterig, z. T. aber auch gerundet war, aufgefunden. In der kalkfreien Probe wurde daneben noch vereinzelt Zirkon erkannt. In den Fraktionen 50—20 μ tritt der Plagioklas gegenüber dem Quarz noch mehr in Erscheinung. Biotit ist auch reichlicher. Als neues Mineral treten vereinzelt Sericitnadelchen hinzu, die in der Korngröße 20—10 μ neben ebenfalls zunehmendem Gesteinsglas noch häufiger werden. Bei den feinsten Fraktionen unter 10 μ treten dann mit fallender Korngröße immer mehr Tonminerale, Kalkspat und Sericit in den Vordergrund, während Plagioklase und besonders der Quarz entsprechend zurücktreten.

Der Löß wäre nach den physikalischen Daten mehr ein Lößlehm. Die mineralogische und chemische Untersuchung widerspricht dem. Es handelt sich bei diesem Boden um eine ganz überwiegend unter dem Einfluß des Windes und aridem Klima gebildete Ablagerung, bei der nur ganz untergeordnet auch Einflüsse des Wassers auftreten. **M. Henglein.**

Christa, E.: Zur Petrographie quarzreicher Sedimente mit vorwiegend grünem Bindemittel aus dem Oberen Keuper Frankens. (Min.-petr. Mitt. 50. 1938. 357—390.)

Eine eingehende gesteinskundliche Beschreibung von Gesteinsproben des Rhäts aus den nördlichen Teilen Frankens wird mitgeteilt, wobei vor allem Proben der grünen Bank II (mittlere), Grenzschichten, von Zapfendorf, der grünen Bank III (obere), Hauptbank, ebendort und Steintone SW Kirchhambach und SO Muschelberg zur Untersuchung kamen.

Die überaus quarzreichen schichtbildenden Keupergesteine mit grünem Bindemittel sind echte Sandsteine von sehr wechselndem Gefügetypus. Form und Sedimentationsart des klastischen Materials, insbesondere aber auch die Auskristallisation der pelitischen Einbettungsmasse setzen einen Absatz im Meer oder in ähnlichen stehenden Gewässern voraus. Terrestrische Ablagerung ist durchaus unwahrscheinlich. Mit der Kristallisation des Bindemittels gingen stoffliche Neubildungen mannigfacher Art Hand in Hand. Das auf kurzem Transportwege wohl sortierte klastische Material entstammt zum weitaus größten Teil dem Grundgebirge der bayrischen Ostmark, z. T. wohl auch dort anstehendem permischem Quarzporphyr.

Das grüne Bindemittel zeigt Verwandtschaft mit Leptochloriten etwa von der Art eines zwischen Chamosit und Glaukonit einzureihenden Vertreters dieser Gruppe.

In einem äußerlich sehr starken Gegensatz stehen die eingangs erwähnten „Steintone“, denen das grüne Bindemittel fehlt. Auch sie sind durch einen außerordentlich hohen Quarzgehalt charakterisiert. Die mikroskopischen Untersuchungen werden mitgeteilt, ebenso eine chemische Analyse. Die Beziehungen beider Gesteinsgruppen untereinander werden erörtert, wobei auch die Namensbezeichnung „Steinton“ diskutiert wird! Bei diesen Gesteinen handelt es sich um ein bald mehr, bald weniger quarzsandreiches, im allgemeinen stark verhärtetes toniges Gestein. **Chudoba.**

Crommelin, R. D.: Sediment-petrologische onderzoekingen. IV. Sediment-petrologische onderzoekingen in Midden-Nederland, in het bijzonder van het Jong-Pleistoceen. (Med. Landbouwhoogeschool Wageningen 42. Verh. 2. 1938. Mit deutsch. Zusammenf.)

Bei der sediment-petrologischen Untersuchung des Jungpleistocäns in den mittleren Niederlanden hat Verf. drei Gebiete unterschieden: das Stromgebiet des „Rheins“, die Geldersche Vallei und ein Querprofil längs des Kanals Zutphen—Enschede durch Achterhoek und Twenthe.

Bei der Untersuchung des erstgenannten Gebietes konnte festgestellt werden, daß die Lobith-Provinz (charakterisiert durch die Minerale Augit, braune Hornblende und Titanit), welche kennzeichnend ist für die rezenten Rheinsande, auch schon in der Niederterraszenzeit sedimentiert wurde.

Reines Lobith-Material findet sich aber selten; meistens ist es stark vermischt, nämlich mit Material der altpleistocänen Saussurit-Provinz und besonders mit nördlichem A-Material. Die petrologischen Unterschiede gehen parallel mit Unterschieden in der Korngröße. Die Lobith-Assoziation besteht aus grobkörnigem eckigem Material, die mittelkörnigen Sande sind Mischungen von Lobith-, Saussurit- und A-Material, die feinen Sande gehören zur A-Provinz.

Diese Erscheinung beruht auf einer lateralen Selektion des zugeführten Sandes. Die groben, reinen Lobith-Sande finden sich in Sandbänken des jungpleistozänen Rheines; die Uferwälle, welche das Strombett begrenzen, bestehen aus dem gemischten Material, während die alten Inundationsbecken das feine A-Material erhielten.

Die „donken“, das sind pleistocäne Auftragungen in dem holocänen Sedimentationsgebiet der niederländischen Flüsse, sind aus dem gemischten mittelkörnigen Material aufgebaut und werden vom Verf. als Reste ehemaliger Uferwälle des pleistocänen Rheins gedeutet.

Die Ursache des heterogenen Charakters des jungpleistocänen Rheinsandes liegt in den besonderen landschaftlichen Verhältnissen. Das Lobith-Material bildet den eigentlichen neuen Beitrag des Rheins für die Sedimentation, das Saussurit-Material und ein Teil des A-Materials ist älteren Terrassen vom Rhein entnommen, indem das feinkörnige A-Material äolischen Ursprungs sein muß.

Das feine Material darf keineswegs als Zerkleinerungsprodukt des groben Materials aufgefaßt werden.

Die Sedimente der Gelderschen Vallei, ein breites glaziales Becken, ist von älteren Autoren als jungpleistocänes Auffüllungsprodukt des Rheines aufgefaßt worden. Die Untersuchung von 200 Proben aus 40 Bohrungen hat aber das Resultat ergeben, daß in dem Becken überhaupt kein jungpleistocäner Rheinsand vorkommt. Das Material ist sehr einheitlich und gehört zur A-Provinz. Es muß abgeleitet werden aus der Moränenlandschaft in der Umgebung, besonders der jetzt großenteils verschwundenen fluvioglazialen Ablagerungen.

Das dritte im Anfang des Referats erwähnte Gebiet war durch eine Reihe untiefer Bohrungen vertreten, welche zusammen ein Querprofil durch die Niederterrasse der östlichen Niederlande bilden. In den tieferen Teilen finden sich meistens grob- und mittelkörnige Sande, welche deutlich die Bestand-

teile des Rheinsystems (Lobith-Provinz) aufweisen. Dieser Einfluß geht aber nicht weiter östlich als Delden (bei Hengelo). Die höheren Teile des Jungpleistocäns aber gehören der A-Provinz und werden als äolisch gedeutet. Die alten Flußarme sind in der Tundra-Landschaft versumpft und mit Flugsanden aufgefüllt, welche fast die ganze Landschaft in der Form von Decksanden überdeckt haben. Diese Decksande, welche mit Faulschlammablagerungen abwechseln, zeigen starke kryoturbate Erscheinungen als Beweis ihrer periglazialen Natur.

In der Nähe von Enschede hat Verf. noch mittel- bis altpleistocäne Sande gefunden mit einer Zusammensetzung, welche bis jetzt unbekannt war. Diese topasreiche Sande hat Verf. unter dem Namen Enschede-Provinz zusammengefaßt.

C. H. Edelman.

Chemische und biochemische Sedimente im Meer.

Hdt.: Kalkfällung im Wellenkalkmeer. (Steinbr. u. Sandgr. 37. H. 14. 1938. 175.)

Betrifft die Arbeit von MARTIN WILFAHRT in Beitr. z. Geol. v. Thüringen. V, 1.

Stützel.

Hofmann, Hr.: Über die Härte des Wassers mit einem Beitrag zur Sedimentbildung der Plattenkalke von Eichstätt. (S.B. preuß. Akad. Wiss. 1937. Physik.-math. Kl. 382—390.)

Verf. kommt für das Eichstätter und schätzungsweise auch für das Solnhofener Gebiet zu dem Schlusse, daß der dort abgelagerte Kalk größtenteils aus dem Meerwasser chemisch abgeschieden wird. Damit scheint nach Ansicht des Verf.'s die Theorie von JOH. WALTHER bestätigt zu sein. Es kommt allerdings neu hinzu, daß eine Fällung des Kalkes durch Ammoniumcarbonat ebenfalls eine Rolle spielt, und zwar nach: $\text{CaSO}_4 + (\text{NH}_4)_2\text{CO}_3 \rightarrow \text{CaCO}_3 + (\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$. Sofern sich die durchschnittliche Zusammensetzung des Meerwassers im Verlaufe der geologischen Zeiten nicht geändert hat, ist zur Bildung einer Einzellege von Kalkspat von einer Mächtigkeit von 1,3 mm eine Wassersäule von 1,6 m notwendig. Um also jedesmal eine Schicht von 1,3 mm als chemische Ausscheidung entstehen zu lassen, ist eine Überflutung der Lagune von Meerwasser von 1,6 m Tiefe erforderlich. Als Bildungsdauer des Eichstätter Schichtenstoßes (25 m) ergibt sich ein Zeitraum von 770—1000 Jahren.

F. Neumaier.

Archangelski, A. D.: Über die Entstehung einiger sedimentärer Silikatmineralien der USSR. (WERNADSKY-Festschr. 2. Jekaterinburg 1936. 863—873.)

Kieselsäureablagerungen können aus der Verwitterungslösung primärer Si-Al-Gesteine entstehen, wobei das Flußwasser die Kieselsäure auswäscht und schließlich im Sedimentationsbecken des Meeres wieder zum Absatz bringt. Neben der Kieselsäureausscheidung erfolgt aber auch die Ausfällung von Al- und Fe-Oxyd, die zur Erzbildung Veranlassung gibt.

F. Neumaier.

Chemische und biochemische Sedimente auf dem Festland und in festländischen Gewässern.

Kashirsky: Die Bildung von Kalkkrusten. (Rev. Minera Geol. Mineral. 8. 124—128; 9. 20—29, 33—42. Buenos Aires 1938.)

Literaturübersicht über die Frage der Kalkkrustenbildung in Wüsten- und Steppengebieten.

F. Neumaier.

Dubjanskij, A.: Fossiler Karst in Ablagerungen der Oberkreide. (Ber. Naturf. Ges. Moskau. 45. Geol. Abt. (4) 15. 1937. 297—323. Mit 12 Abb. u. 5 Prof. Russ. mit franz. Zusammenf.)

Karsterscheinungen sind in der Oberkreide weit verbreitet: in der weißen Schreibkreide des Turons, in kreideartigen Mergeln, in der Kreide des Oberen Senons im Gebiet von Woronesch und Kursk, im Asov-Schwarzmeergebiet, im Dnjeperbecken und in Donbaß. Mit den Karsterscheinungen in den Kreidesteinen sind nach Beobachtungen des Verf.'s Lager erstklassiger Kaoline, das Vorhandensein lateritähnlicher Tone, sehr schöner keramischer Tone, in seltenen Fällen Lager von Ligniten, Brauneisensteinen und weißen hochprozentigen Phosphoriten verbunden. Das ordnungslos angehäuften breccienartige Material in den normal lagernden Schichten der senonen Kreide bei der Eisenbahnstation Glubokaja — Bruchstücke von Sandstein, Kalkstein, karbonen Schiefen mit Bruchstücken, Gesteinsschutt und Blöcken von Kreide —, das als tektonisches Agglomerat, als Erscheinung von Überschiebungen, von Deckenüberschiebungen angesehen wurde, sind nur Bruchstücke, welche die sehr tief ausgebildeten Karsthöhlen in der Kreide am Nordrand von Donbaß anfüllen, wo die Sedimente des Kreidemeeres die stark gegliederte Oberfläche des Karbons mit ihren Kämmen, Bergspitzen usw. ausfüllten. Die Karstbildungen in den Oberkreideablagerungen sind nur stellenweise erhalten. Der Karst in der Kreide wurde nicht erkannt und die durch ihn hervorgerufenen Erscheinungen für solche der Tektonik oder Rutschung gehalten. Zu den Bedingungen, welche die Karstbildung in der Kreide begünstigen, muß man rechnen: 1. die Fähigkeit der Kreide, in größerem oder geringerem Maße Wasser durchzulassen und seiner auflösenden Wirkung zu unterliegen; 2. die lang dauernde Zeit der Erosion und der komplizierten physisch-chemischen Verwitterung in kontinentalen Verhältnissen, denen die Kreideablagerungen vor der Transgression des Paläogenmeeres und während des Neogens ausgesetzt waren; 3. das Vorhandensein von Klüften in der Kreidemasse, die 40—80 m Mächtigkeit erreicht und sich nicht selten 20—40 m über dem Tal erhebt. In der Umgebung von Staryj Oskol decken Kreidesteinbrüche eine Reihe Karstbildungen verschiedener Größe und Form auf, bald gut erhalten, bald durch Erosion zerstört, wie Höhlen, „Diwy“, Pfeiler, Trichter u. a. m. Verf. beschreibt diese Formen an Hand zahlreicher Abbildungen und Profile. Manchmal ist die Kreide am Boden und an den Wänden der Höhlen umkristallisiert und in festen, feinkörnigen, marmorartigen Kalkstein mit muscheligen Bruch verwandelt, ebenso die Kreidebreccie in Kalksteinbreccie. Diese Umkristallisierung wird durch das Wasser

bewirkt. Wahrscheinlich spielte der Gletscher eine große Rolle bei der Zerstörung des Karstes in den Kreideablagerungen; bei seiner Bewegung zerstörte er die Karstformen und erfaßte die Blöcke der Kreidebreccie. Die Umkristallisation und Umwandlung in Kalkstein fand auch an der Oberfläche des Kreidemassivs statt, wo in vielkammerigen Karsthöhlen besonders günstige Bedingungen dafür herrschten. In dem heutigen Kreiderelief, das sich im Gebiet des Karstes befunden hat, sind die wunderlichsten Verwitterungsformen der Kreide zu erwarten mit „Überresten“, „Zeugen“ usw. Am Ufer des Don sind bei Diwnogorje die sog. „Diwy“ seit langem bekannt. Im Gebiete des Kreidebruches bei Korotojak sind zahlreiche Beweise und Überreste des Karstes vorhanden: die stark zerfressene Oberfläche der Kreide, Kalksteinbreccie, eingedrungene Calcitformen, bald in Gestalt von Überresten oder Embryonalstadien von Stalaktiten und Stalakmiten, bald in Gestalt einer Kruste feinkristallinen Calcits, die Wände der Karstformen bedeckend, lateritähnliche Tone als Eluvium der Kreide. Der fossile Karst kompliziert und erschwert die Gewinnung der Kreide sehr. In einem Steinbruch bei Gudowka-Kotowka lehnt sich an das Massiv der weißen Schreibkreide des Turons Tripel des Senons, oder richtiger, Gesteinsschutt, Tripelbreccie mit Stücken verschiedener Größe. An der senkrechten, wellenförmigen Berührungslinie mit dem Tripel ist die Kreide hier etwas verfestigt, stellenweise in Kalkstein verwandelt. Der Tripel nimmt eine Karsthöhle ein. An der Ausfüllung der Karsthöhlen in dieser Gegend nehmen teil: a) lateritähnliche Tone (Eluvium der Kreide), 2. Kreidedeluvium und in Kalkstein verwandelte Kreidebreccien, 3. ziegelrote Tone, vielleicht des Neogens. Es ist sehr wahrscheinlich, daß die Ausfüllung der Karsthöhlen mit Tripel sekundär auftritt. Die komplizierteste Vereinigung von Gesteinen, die Karstbildungen in der Kreide ausfüllen, wird durch eine Reihe von Bohrlöchern aufgedeckt. Die hier sehr oft beobachtete anormale Wechselagerung der Gesteine des Santons, Paläogens, Neogens usw. und ihre Lagerung in verschiedenen Niveaus kann man nur durch Karsterscheinungen erklären. Die nach dem Material der Bohrlöcher angefertigten geologischen Profile erlauben folgende Schlüsse: 1. die Kreide des Turons wurde in bedeutender Tiefe von Karstvorgängen berührt; 2. als älteste Gesteine, die an der Ausfüllung der Karstformen teilnehmen, erscheinen die Mergel des Santons; 3. nicht selten werden die Mergel unterlagert von grünem, fettem Ton (oder wechsellagern damit), der typisch ist für die Ergeni-Schicht; 4. die Mergel lagern in Gestalt von Breccien in den Karstformen; 5. die Lagerung der grünen Tone weist auf ihr Eindringen in Hohlräume der Mergel hin; 6. die verschiedene Lagerung der Mergel des Santons konnte als Ergebnis des Einsturzes der Mergel entstehen, welche das Dach des Karstes bilden; 7. als jüngste Gesteine in den Karstformen erscheinen außer deluvialen Lehm- böden Sande, die denen der Ergeni-Schicht am ähnlichsten sind; 8. die Anfüllung der Karsthöhlen in der Kreide mit verschiedenen Gesteinen beweist zweifellos verschiedene Stadien der Ausbildung und Ausfüllung derselben. Nicht selten findet man auch Spuren von Karst in den Schluchten, u. a. im Gebiet von Endowischtsche nahe der Wasserscheide von Don und Weduga. Als Karst muß man auch das gemeinschaftliche Vorkommen von Kreide-

breccie und einem Breccienblock aus Karbongesteinen am Nordrand von Donbaß erklären, das als „tektonisches Agglomerat“ behandelt worden ist. Wahrscheinlich verdanken auch die in der Kreide gelegenen „Polesjefenster“ ihre Entstehung dem Karst und nicht tektonischen Kräften, ebenso das Erdbeben von Kupjansk. Das Alter des Karstes in der Kreide ist nicht genau zu bestimmen, in der weißen Schreibkreide des Senons vielleicht vorpaläogen (im Penabecken und bei Belgorod). Die Zeit vor dem Eindringen des Paläogenmeeres war günstig für die Ausbildung von Karsterscheinungen, die man wegen der transgressiven Lagerung der Ablagerungen des unteren Tertiärs auch im Maastricht, Kampan, Coniacien und Turon erwarten kann. Ebenso war die Neogenzeit günstig für die Ausbildung des Karstes. Verf. beobachtete Karsterscheinungen auch in jüngeren Gesteinen, in den Mergeln der Kiew-Stufe.

Vorkommen nutzbarer Mineralien im Kreidekarst.

Großes Interesse bieten als Begleiter des Kreidekarstes lateritähnliche Tone, Kaoline, weiße kreideartige Phosphorite, reich an P_2O_5 , Eisenerze vom Typ des Choper-Horizontes und Gontscharnye-Tone ziemlich hoher Qualität. Leider bleiben diese Ablagerungen in den Bedingungen des Karstes ununtersucht. Die in den Karstformen der weißen Kreide des Senons und des Turons ziemlich oft vorkommenden ziegelroten lateritähnlichen Tone sind fett, im trockenen Zustand zerbrechlich mit glänzendem Bruch. Sie sind gewöhnlich nur 0,05, selten 0,10 m mächtig. Öfter gehören sie zu kleinen Vertiefungen der Karsthöhle, lagern als kleine Linsen; sie enthalten keine Karbonate. Es folgt ihre chemische Analyse (nach K. D. GLINKA) in %:

Hydroskopisches Wasser	7,93	* Chemische Analyse der Kaoline in %:
Glühverlust	10,43	Hydroskopisches Wasser 10,25
SiO ₂	46,28	Glühverlust 13,99
Al ₂ O ₃	29,75	SiO ₂ 45,18
Fe ₂ O ₃	9,18	Al ₂ O ₃ 38,60
CaO	1,57	Fe ₂ O ₃ 0,31
MgO	1,32	MgO Spuren
Ka ₂ O + Na ₂ O	1,47	Verhältnis der Teilchen
Summe	100%	Al ₂ O ₃ : SiO ₂ : H ₂ O . . 1 : 2 : 2,08

Nach K. D. GLINKA bestand das erste Verwitterungsstadium der Kreide in der Auflösung und in dem Hinaustragen des kohlensauren Kalkes. Als Ergebnis häuften sich auf der Oberfläche geringmächtige Schichten, bisweilen außerordentlich feinkörnige Tone an. Nach seiner Meinung herrschte zur Zeit der Bildung dieser Tone ein warmes und feuchtes Klima, ähnlich dem subtropischen. In den Bedingungen des Karstes konnten die eluvialen Vorgänge in der Kreide und die Vorgänge der Lateritisierung besonders begünstigt sein. Kaoline in den Karstbildungen der Kreide kommen u. a. in dem Grenzstreifen zwischen dem Woronescher und Kursker Gebiet vor. Sie lagern hier im unteren Teil einer Kreidehöhle, wunderbar vermengt mit grünen, fetten und plastischen Tonen. Letztere liegen zum großen

Teil in Höhlungen und Vertiefungen im Kaolin und erreichen 2 m — die kleinste Schicht 0,5—0,10 m. Die Oberfläche des Kaolins ist uneben und stark zerfressen. Die größte Kaolinschicht erreicht 3—4 m Mächtigkeit. Kaoline und Tone sind in den Aufschlüssen der Limowj-Schlucht von einer bunten sandig-tonigen Schicht bedeckt, die wahrscheinlich neogenen Alters ist. Es folgt die chemische Analyse dieser Kaoline (nach K. D. GLINKA) s. oben*. Dieser Kaolin hat außerordentlich hohe Feuerfestigkeit (höher als 18 bis 50° C). Es sind zweifellos erst einige der zahlreichen Linsen reinsten Kaolins, die zu den Karstformen in der Kreide gehören, bekannt. Die Entstehung dieser Kaoline verbindet K. D. GLINKA eng mit den lateritähnlichen Tonen, aus denen sie sich bei Umwaschung durch Festlandsgewässer, die besonders reich an organischem Stoff sind, und öfter durch Wasser tropischer Klimate gebildet haben können. Die auf der verkarsteten Oberfläche der Kreide sehr häufig angetroffenen kreideähnlichen weißen Tone hält Verf. für Eluvium der Kreide, weil zwischen ihnen und der unterlagernden Kreide als Muttergestein ein allmählicher Übergang vorhanden ist. Diese Tone, die schwach oder fast nicht mit Salzsäure aufbrausen, enthalten in größerem oder geringerem Grade P_2O_5 , bisweilen bis 35—36%. In dieser Beziehung erinnern sie sehr an die echten Phosphorite vom Wolgaufer in der Umgebung von Wolsk, den sog. Wolskit. Die besten Lager dieser weißen Phosphorite beobachtete Verf. bei Kalatsch im Gebiet von Woronesch. Das Gestein ist, besonders am Grunde, ockerhaltig; der Gehalt an P_2O_5 schwankt von 17—23%. In der ganzen Schicht dieses Gesteins, das bis 1,5 m Mächtigkeit erreicht, lagert in einzelnen Einschlüssen oder auskeilenden Zwischenschichten Brauneisenstein vom Choper-Typ, nicht selten in Gestalt von Geoden; er enthält auch P_2O_5 , im Innern der Geoden bis 32%. Zweifellos ist die Entstehung der Brauneisensteine im Verhältnis zum weißen Gestein sekundär. In den oberen Schichten des weißen Gesteins kommen an der Oberfläche zusammengelagert nicht selten phosphoritisierte Knollen von Oberkreideschwämmen aus einem tiefen Horizont, der im Donbecken an der Grenze von Coniacien und Santonien ausdauernd auftritt, vor. Es sind kleine und große Knollen, oft mit von Pholaden zerfressener Oberfläche; die meisten sind stark verwittert und zerfallen bei der Berührung. Das weiße Gestein wird von einer dünnen (bis 0,07 m) Schicht dunkelgrünen, schieferigen Tones bedeckt, welcher gewöhnlich im Donbecken am Grunde des Paläogens liegt.

Verf. kommt zu folgenden Schlüssen (wenn auch nur für den besonderen Fall): 1. Das weiße Gestein erscheint im Grunde als Eluvium der Mergel des Santons und des Turons, welches sich in den Bedingungen des Karstes bildete und stellenweise fand. 2. Die Anreicherung des weißen Gesteins mit Phosphorsäure ging auf Kosten jener phosphoritisierten Knollen von Oberkreideschwämmen und ihrer Bruchstücke auf der Grenze von Coniacien und Santonien vor sich, welche sich allmählich zusammen mit dem weißen Gestein bei Erosion und Auslaugung der Mergel und Kreide in den Bedingungen des Karstes am Boden des Kreidekarstes anhäufen konnten. 3. Auch die in ihrer Entstehung eng mit dem weißen Gestein verbundenen Brauneisensteine bildeten sich in den Verhältnissen des

Karstes. 4. Das Alter des Karstes und seiner Begleiter, des weißen Phosphatgesteins und der Brauneisensteine darin, ist vorpaläogen, entspricht der Lücke zwischen oberercretacischen und untertertiären Ablagerungen. Bedeutende Verbreitung im Kreidekarst haben die Gontscharnye-Tone ziemlich hoher Qualität. Bei Staryj Oskol lagern in verschiedenen Niveaus fette Tone mit einem Gehalt an Al_2O_3 bis 28%. Die verschiedenen gefärbten Tone gehören zu bunten Sanden, die nach dem Verf. nicht der Poltawa-Stufe, sondern dem Neogen, den Sanden der Ergeni-Schicht angehören. Die Sande, welche die Gontscharnye-Tone einschließen, liegen in bis 24–35 m tiefen Karsttrichtern in der Kreide des Turons. Bei 34 Bohrungen wurden diese Sande und Tone keinmal in Mergeln des Santons getroffen. Die Anhäufung dieser Schicht war offenbar mit einem relativ niedrigen Wasserspiegel verbunden. In einigen Karsttrichtern in der turonen Kreide, die zu ihrer Zeit mit Ablagerungen der Ergeni-Schicht angefüllt waren, kommen Lignitlager vor, die an einer Stelle 1918–1919 für eine Schmiede ausbeutet wurden.

Hedwig Stoltenberg.

Diagenese und nichtmetamorphe Umbildungen in Sedimentgesteinen.

Gaß, Ortwin: Erscheinungen wandernder Kieselsäure unter dem Einfluß tektonischer Zusammenhänge. (Lotos. 86. Prag 1938. 70–80.)

Im Schnittler Moos bei Hallstadt ist die tirolische Einheit vom Dachsteinkalk über Hierlatzkalk und Klauskalk bis zum Radiolarit in tektonisch beanspruchtem Zustande vertreten. Die Überschiebungslinie (tirolischer Dachsteinkalk—juvavische Decke) ist von Gosaukonglomeraten verklebt. Einige Blöcke von Dachsteinkalk mit verquetschten dünnen Fladen von Klauskalk, in denen der Dachsteinkalk durch die Überschiebung ganz zertrümmert und an Klüften rot verfärbt ist, zeigen an der Oberfläche warzenförmige ausgewitterte rauhe Kieselgebilde. KITTEL und MOJSI-SOVICS hielten diese brecciösen Kalke mit Kieselwarzen für Doggerbreccie, es handelt sich aber nur um eine an der Überschiebung entstandene Dachsteinkalkbreccie, in der anorganische Kieselausscheidungen infolge der leichten Durchlässigkeit der zerklüfteten Kalke für kieselsäurehaltige Lösungen entstanden sind. Daß keine sekundär eingekieselten Spongien vorliegen, zeigen die Beobachtungen am Klausgraben, wo die juravische Decke den Radiolarit von seiner Dachsteinkalkunterlage abgeschert und z. T. als Breccie aufgearbeitet hat. Die dort entstandene Breccie ist von Kieselwarzen umwachsen, die mit dem umhüllenden Kalk abgeschliffen sein müßten, wenn es sich um verkieselte organische Reste handelte. Tatsächlich sind die Kieselkondensationen erst nach der Überschiebung entstanden. Am Schnittler Moos erreichen die Pseudofossilien einige Zentimeter Größe und erinnern im Querschnitt an Chalcedonmandeln aus Melaphyren: weißlich bis bläulicher Chalcedon, z. T. achatahnlich zonar struiert, bildet die Hülle, deren Inneres mit Bergkristallen ausgefüllt ist. Gleichzeitig mit der Bildung

der Verkieselungen wird der Kalk durch offenbar aus dem Radiolarit infiltrierte Lösungen mit Eisengehalt an Klüften rot und gelb gefleckt. Daneben treten auch posttektonisch verkieselte Versteinerungen, besonders Stöcke von Thecosmilien auf, deren Verkieselung gleichzeitig mit der anorganischen Warzenbildung erfolgt sein muß.

In westlichen Toten-Gebirge führen Dachsteinkalkschollen zwischen Gamskogel und Predigtkogel verkieselte Thecosmilien und Terebrateln neben Hornsteinkauern nur dort, wo Trümmer der aus Dachsteinkalk bestehenden Falte sich in die Hornsteinkalke einbohrten und mit diesen eine Art Riesentreppen bildeten.

Im Sonnenthalgebirge treten verkieselte Fossilien in einzelnen Blöcken obertriadischer und oberjurassischer Kalke auf, die in einer meist aus Kieselgesteinen bestehenden Breccie stecken.

Es handelt sich in diesen Fällen, die an tektonische Linien gebunden sind, offenbar um eine posttektonisch erfolgte Verkieselung, wobei die Kieselsäure infolge der eingetretenen Zertrümmerung leichter wandern konnte. Daß nicht nur das Nebeneinander von Dachsteinkalk und Radiolarit für die Verkieselung verantwortlich ist, beweisen Beobachtungen am Niederen und Hohen Grünberg, wo bei fast horizontaler Lagerung des Radiolarits auf dem Dachsteinkalk keine Verkieselungen auftreten, weil die Zerklüftung fehlt.

Da bisher die Anschauungen über die Bildung des Feuersteins in der Kreide zu sehr verallgemeinert worden sind, hält Verf. eine Erweiterung der Problemstellung für erforderlich. Er fügt noch folgende Beobachtungen aus dem böhmischen Paläozoicum an:

Im mittleren Obersilur (e) enthalten die Orthoceren im Orthocerenkalk mit flüssigem oder paraffinähnlichem Bitumen ausgefüllte Luftkammern.

Im Chamosit des mittleren Untersilurs (de) wurden Ansammlungen von *Aristocystites bohemicus* BARR. und Orthoceren beobachtet, deren Inneres teils mit derbem Quarz (an den Innenwänden des noch erhaltenen Kalkskelettes) und darüber mit Anthrazit, teils ganz mit Quarz und Anthrazit nur auf Sprüngen im Quarz gefüllt war; teilweise bestand die ganze Füllung aus Anthrazit. Offenbar hat hier die Vererzung (Chamositbildung) neue diagenetische Vorgänge bewirkt.

In den bituminösen, schwarzen, massigen Kalken des oberen Gotlandium (eγ) des Radotiner Tals westlich Prag sind vertikale Klüfte durch grobspätigen Kalkspat und freischwebende Quarzkristalle von etwa 1 cm Größe ausgeheilt. Der Kieselsäuregehalt stammt offenbar aus Tagewässern, die den überlagernden devonischen Knollenkalk mit Hornsteinen passierten. Nur in den feinsten Spalten sind die Quarzkristalle flächenhaft verzerrt, haben aber nie den benachbarten Kalk verdrängt. Da sie mit dem grobspätigen Kalkspat gleichzeitig gebildet sein müssen, ist eine Verdrängung auch dieses Kalkspats kaum wahrscheinlich. In den Fossilien des eγ-Kalkes fehlen Verkieselungserscheinungen völlig. Charakteristisch ist nur die Kieselsäureausscheidung auf den Klüften, die für die Wanderung eine ähnliche Rolle spielen wie bei den alpinen Beispielen.

Walther Fischer.

Michler, O.: Der Quarzit in der Umgebung von Karlsbad. (Schlägel u. Eisen. 36. 1938. 181.)

Entgegnung auf eine Arbeit von STEINMETZER in der gleichen Zeitschrift. STEINMETZER teilt nicht die von MICHLER vertretene Anschauung über die Entstehung des Quarzites von Karlsbad als Ausscheidungsprodukt des Kaolinisierungsprozesses. MICHLER meint, ein Beweis dafür, daß der Quarzitdeckel oder die Quarzitblockfelder entgegen der Ansicht von STEINMETZER nicht als Reste einer Süßwasserablagerung anzusprechen sind, sei die Tatsache, daß der Quarzitdeckel überall eine ziemlich gleichbleibende Mächtigkeit von 3—4 m aufweist. Weitere Gründe werden angeführt.

H. v. Philipsborn.

Opitz, Rudolf: Schieferung, Schichtung und Lage der Versteinerungen im Hunsrück-Dachschiefer. (Natur u. Volk. 68. H. 5. 1938. 234—238. Mit 5 Abb.)

Dunkle, tonige Lagen mit helleren, sandigen Lagen wechselnd ergeben die Schichtung: „bandsträhniger“ Schiefer. Die Schieferung bildet wechselnde Winkel mit der Schichtung, wovon die Erhaltung oder Zerstörung der Versteinerungen beim Spalten des Dachschiefers abhängig ist. Die sandigen Zwischenbänke nennt der Schieferbrecher „Platten“, wenn sie der Schichtung mehr oder weniger parallel laufen, „Krapp“, wenn sie großwinklig von der Schieferung angeschnitten sind, weil dann die Schieferungsfläche „krappig“ gerunzelt ist. Er unterscheidet daher „Plattenstein“ und „Krappstein“.

Stützel.

Metamorphe Gesteine.

Physikalisch-chemisches.

Brammal, Alfred: Mineral transformations, and their equations. (Sci. Progress. 30. 1936. 616—627.) — Ref. dies. Jb. 1939. I. 71.

Bridgman, P. W.: The behavior of matter under extreme conditions. (National Research Council. Transact. Amer. Geophys. Union. Eighteenth annual meeting. Teil 1. 1937. 50—51.) — Ref. dies. Jb. 1939. I. 24—25.

Spezielle Petrographie metamorpher Gesteine.

Scheumann, K. H.: Die Untersuchungsergebnisse der „Prävariskischen Glieder“ für den Nordrand des Kristallins der Böhmisches Masse. (Abh. Math.-phys. Kl. sächs. Akad. Wiss. 42. Nr. VII. Leipzig 1938. 3—6.)

Die seit 1924 veröffentlichten 4 Beiträge „Prävariskische Glieder der sächsisch-fichtelgebirgischen kristallinen Schiefer“ I—IV (vgl. dies. Jb. 1937. II. 863—869 u. 854—861, sowie das folgende Referat EIGENFELD) haben gezeigt, daß sericit- oder chloritschieferig struierte Gesteine der äußeren Randzone des erzgebirgischen Kristallins (Sericit-, Chlorit- und Sericit-Chloritgneise, z. T. „Porphyroide“) orthogenetische Granitabkömmlinge sind und sogar gewisse Sericit-

quarzite als orthogenetische Abkömmlinge aufzufassen sind. Solche Gesteine sind verbreitet vom Goldcronacher Fichtelgebirgsabschnitt über die sog. ostthüringischen „Porphyroid“- und Gneisgebiete, am Nordrande des Granulitgebirges herum bis in das Elbtalschiefergebirge.

Es gelang, den Frankenberg-Mobendorfer Gneis (epizonaler Verformung; chloritführender Muscovit-Albit-Mikroklingneis) durch Studium der Zusammenhänge von sericitschieferigen Orthogneisen in den Gleitzonen und in Schülfern der Grünschieferzone sowie der mannigfachen Übergangsglieder aus dem roten Erzgebirgsgneis abzuleiten. Diese roten Gneise erwiesen sich als ältere Granitabkömmlinge; ihre gegen SW eingeschuppten Schollen wurden durch die Erkenntnis der durch granat- und muscovitreiche, z. T. verquarzte Gleitdiaphthorite mit „dichten“ Paragneisschmitzen gekennzeichneten Berührungsfläche ermittelt. Dieses Deckensystem von Rotgneisderivaten konnte von der Rotgneiswurzelszone bis in die sericit-quarzitischen und -gneisigen Randfetzen verfolgt werden.

Aus der Untersuchung der nicht oder nur schwach deformierten Konglomeratgerölle an den Außenrändern der Gesamtanlage wurden die im Culm und Oberdevon abgetragenen, spätestens tiefunterjurischen, wahrscheinlich aber kambrischen Magmatite als granitische Spätphase der bisher ältesten bei uns beobachtbaren Gebirgsbildung erkannt und wichtige Einblicke in die ältere Paläogeographie gewonnen. Die Geröllmagmatite repräsentieren die ursprüngliche Form der Rotgneisgruppe. Erhaltene Strukturfragmente auch aus fichtelgebirgischem und Münchberger Kristallin entsprechen den gleichen Primärgefügen und Mineralbeständen.

Die nächste Aufgabe ist die Untersuchung der innererzgebirgischen Metakonglomerate der Rotgneisbegleitgesteine. Die Analyse dieser Gerölle ist schwieriger, da sie durch Deformation und Mineralumsatz stärker verändert sind als die bisher untersuchten Konglomerate.

Walther Fischer.

Scheumann, K. H.: Über die petrographische und chemische Substanzbestimmung der Gesteinsgruppe der Roten Gneise des sächsischen Erzgebirges und der angrenzenden Räume. (Min.-petr. Mitt. 50. 1938. 391—440. Mit 12 Textfig.)

Nach einer Fragestellung, welche sich auf die Möglichkeit bezieht, den Bestand der Rotgneise des thüringisch-fichtelgebirgisch-sächsischen Raumes durch einen chemischen Gruppenwert oder andere absolute Werte zu fixieren, wird das vorhandene Problem näher umrissen, wobei vor allem ein genaueres Studium der Umwandlungsprozesse in ihrer Abhängigkeit von der tektonischen Lage, eine genauere Abgrenzung ehemals plutonischer, aplitischer, granitporphyrischer und effusiver Formen, deren Existenz heute bekannt ist, sowie eine aufnahmetechnisch möglichst genaue Festlegung ihres räumlichen Verbreitungsgebietes verlangt wird.

Die Bestände der einzelnen Verbreitungsbereiche der Rotgneise werden in neun verschiedenen Raumgruppen nebeneinandergestellt.

Die Identifizierung der Fichtelgebirgischen Rotgneisgruppe (Goldcronacher Revier) beruhte unter Auswertung der geologisch-tektonischen Ver-

hältnisse auf substanzialen Vergleichen von Resten, die als Granitabkömmlinge noch erkennbar sind, mit solchen in der Rotgneisdecke des Erzgebirges, die einander vollkommen entsprechen. Gleichzeitig wurde versucht, die allgemeinen Tendenzen und die Gruppencharaktere der Veränderungen innerhalb der Rotgneise aufzudecken und räumlich ihre Verbreitung zu fixieren wie die Verbreitung besser erhaltener Reste.

Die Rotgneise der Sericitgneisgruppe von Geringswalde—Döbeln—Nossen ist durch Umwandlungen in relativ einfacher tektonischer Situation gekennzeichnet. Der gegenwärtige Chemismus ist jedoch ein sekundärer; die gefundenen Zahlenwerte können nicht unmittelbar auf Ausgangsgranitgruppen bezogen werden.

In einem anderen tektonischen Verbands und einem etwas anderen Zonenhorizont liegen die Rotgneise der Chloritgneisgruppe von Tannenberg und Deutschenbora; der Chemismus dieser Gruppe steht dem der Augengneise (Biotit + Chlorit) in den Glimmerschiefern der Totensteinplatte bei Hohenstein und Rabenstein u. a. recht nahe.

Die im Frankenberg—Mobendorfer Raum vorhandenen Deformationsprodukte von verschiedener chemischer Umwandlungstendenz, die früher als Augengneise, Glimmerschiefer, Chloritschiefer, Adinolschiefer, Keratophyr usw. aufgenommen worden waren, konnten durch die gleichen Übergänge als metagranitische Derivate desselben granitischen Ausgangsmaterials oder ursprünglich mit ihm verknüpfter Bestandmassen erkannt werden. Der Ablauf der Verformung dieser metagranitischen Masse wird erörtert, z. T. auch chemische Vergleiche gegeben. Aus dem Studium der Gesteine dieser Gruppe ergab sich die Zusammengehörigkeit dieser Gneise mit den an den Nordrand des Erzgebirges geschobenen und ineinanderverkneteten Rotgneismassen.

Als sechste Gruppe gibt Verf. die Rotgneise des Granulitgebirges, die früher als „Striegisgneise“ beschrieben worden sind und deren Zusammenhang mit den Rotgneisen vom erzgebirgischen Typus auf Grund der früheren geologisch-tektonischen Arbeiten wahrscheinlich war.

Bei den Rotgneismassen des oberen Erzgebirges und ihren Restkernen (den „Rotgneiskuppeln“) handelt es sich um diejenigen zentralen Rotgneismassen, die von Anfang an die Veranlassung zur Lostrennung der Rotgneise aus dem Erzgebirgskristallin gegeben haben. Bei dieser Gruppe wird dargelegt, daß ein sehr wesentlicher Zug der Rotgneisverformung in der Herausbildung des Muscovits besteht, die sich in zweifacher Weise vollzieht; einmal bildet sich der Muscovit aus Biotit, wobei Ausscheidung von Eisenoxyd und Titanisen erfolgt, das andere Mal aus Feldspat. Im besonderen wird dargelegt, daß die Rotfärbung ein äußerer Ausdruck für die mineralfaziale Umänderung ehemals biotitgranitischer, d. h. katazonalen Kristallgesteine in eine mesozonale bzw. epizonale Fazies ist, begleitet von der Umformung und Bleichung des Biotits in Muscovit. Die petrographischen und nicht zuletzt die chemischen Untersuchungen in dieser Gruppe stellen die am besten gesicherte Unterlage über die ursprüngliche Beschaffenheit des Hauptmaterials der Rotgneise dar.

Als weitere Raumgruppe der Rotgneise gilt die Magmatitgruppe in den Geröllen kulmischer und oberdevonischer Konglomerate in Franken, Thüringen und im westlichen Sachsen. Eine ausführliche Argumentation für die Wahr-

scheinlichkeit der Auffassung als Derivate der erzgebirgischen Rotgneise wird vermittelt.

Der kinetometamorphe Kern der Ruhlaer (westthüringischen) Sattelzone wird als letzte Raumgruppe der Rotgneise gegeben; trotz magmatischer Durchtränkungs- und Durchgasungsmetamorphose und erneuter Biotitierung werden hier noch deutlich erkennbare Typen der kleinfaserigen, metagranitischen oder metaporphyrischen Gneise von relativ saurem Charakter, z. T. in granulitähnlichen, wellig parallelstruierten Stücken nachgewiesen.

Zum Schluß der vorliegenden aufschlußreichen Arbeit werden die Konglomeratgneise des Erzgebirges in ihrem Verhältnis zum Rotgneis und das Verhältnis der letzteren zum Graugneis erörtert.

Bei den roten Gneisen handelt es sich um Produkte, die zu einer magmatischen, und zwar zu einer biotitgranitischen Magmenfamilie prävariskischer Art gehören. Die Eddukte werden näher aufgeführt. Die geologische Zeitstellung ist noch nicht vollkommen gesichert, doch wird die magmatische Förderung im wesentlichen der kambrischen Zeitepoche zugeordnet, die mit ihren letzten Ausläufern bis in das tiefste Ordovicium heraufreicht.

Das zeitliche Verhältnis zu den Orthogneisen (grauen Gneisen) ist nicht geklärt. Der graue Gneis ist durch einen charakteristischen Biotitgehalt gekennzeichnet, der bei allen Verformungen stabil bleibt, während für den roten Gneis die Umwandlung des Biotits zu Muscovit u. a. Umwandlungen kennzeichnend sind.

Der Stand der Forschungsaufgabe wird dargelegt und weitere Aufgaben zur Erforschung der vom Verf. aufgezeigten Probleme kommen zur Erörterung.

Chudoba.

Eigenfeld, Rolf: Die granitführenden Konglomerate des Oberdevons und Culms im Gebiete altkristalliner Sattelanlagen in Ostthüringen, Frankenwald und Vogtland. (Prävariskische Glieder des sächsisch-fichtelgebirgischen kristallinen Schiefers. IV.) (Abh. Math.-phys. Kl. sächs. Akad. Wiss. 42. Nr. VII. Leipzig 1938. 7—150. Mit 84 Abb. im Text u. auf 12 Taf., 1 Karte u. vielen Tab.)

Für das weite Gebiet zwischen Ronneburg—Zwickau—Oelsnitz i. V.—Münchberger Gneismasse—Fichtelgebirgsrandspalte—Westthüringer Hauptsattel und dem Thüringischen Becken wird eine knappe Zusammenfassung der bisherigen geologischen Auffassungen gegeben und eine genaue Übersicht der vorhandenen Konglomerate z. T. auf Grund neuer Begehungen, z. T. auf Grund einer gründlichen Untersuchung der Gerölle vermittelt. Es lassen sich eine Reihe von wichtigen geologischen Folgerungen aus den petrologischen Ermittlungen ableiten.

1. Es erscheinen bereits sporadisch Gerölle im Ledertonschiefer (höchstes Ordovicium): Gerölltonschiefer.

2. Im Anschluß an die Diskordanz des Mitteldevons auf Silur treten auf:

- a) gelegentlich konglomeratisch entwickelte Nereitenschichten,
- b) mächtige Granitkonglomerate mit Grau- und Braunwacken als Hauptschüttung im untersten Oberdevon (Planschwitzer Horizont),

- c) vereinzelte Granitgerölle in Diabaskonglomeraten des höheren Oberdevons als Zeugen abklingender Magmatitabtragung.

3. Im Culm erscheinen typisch polymikte Konglomerate, die sich nach ihren Komponenten und unterschiedlichen Einzugsgebieten unterscheiden lassen in:

- a) die Teuschnitzer Konglomerate der Thüringischen Hauptmulden und
 b) die „Wurstkonglomerate“ des Frankenwaldes und Vogtlandes, übergehend in Konglomerate der Schuppenzone.

Die magmatischen Komponenten der Konglomerate haben bis auf die Diabasarten der Diabaskonglomerate durchweg granitischen Charakter. Das Sedimentmaterial wechselt je nach der stratigraphischen Stellung; meist werden um so ältere Schichten angeschnitten und aufgearbeitet, je jünger die Konglomerate sind. Die ersten devonischen Konglomerate im Vogtlande enthalten nur sedimentäre Komponenten (ordovicische Tonschiefer und Quarzite). Die größten Unterschiede treten in der Zementführung der Konglomerate auf, bei welcher folgende Arten unterschieden werden:

1. Grauwacken, zum Unterschied von Sandsteinen und Quarziten polygen, bestehend aus Gesteinsbröckchen, Mineralfragmenten (aufgearbeiteten Magmatiten) und Bindemittel (oft derselbe zermahlene Grus) und kieseliger, wenig kalkiger, toniger oder mergeliger Füllmasse. Feinkörnige Grauwacke mit Bestandteilen bis 0,1 cm groß, gewöhnliche Grauwacke bis 0,3 cm groß, konglomeratische Grauwacke bis 1,0 cm groß mit seltenen bis 4 cm großen Geröllen. Nach Bindemittel unterscheidet man kalkige Grauwacke usw., nach einer Hauptkomponente (Kalk) Kalkgrauwacke etc.

2. Arkose aus umgeschlämmtm Granitgrus, bestehend aus Granitbröckchen, Fragmenten von Granitmineralien und wenig oder fehlendem pelitischem Kontaktzement. Bei über 1 cm großen Granitgrusbrocken ist die Arkose konglomeratisch.

3. Diabasisches Zement, unterscheidbar drei ineinander übergehende Typen:

- a) Verkittung verschiedenartiger Diabasgerölle, Lapilli und anderer Gerölle durch geflossene, z. T. noch glasige, oder perlitische oder gutstruiert auskristallisierte Lava (basaltischen „Wacken“ entsprechend.)
 b) Die Komponenten werden durch reinen Tuff zusammengehalten; z. T. gekennzeichnet durch Aschenstrukturen.
 c) Bindemittel ist tuffitisch, d. h. Lava- oder Tuffmaterial ist untermeerisch mit Tonschiefer-, Grauwacken- oder Arkosedetritus vermischt.

Diese mit Diabaseruptionen verknüpften Gesteine wurden früher als Schalsteine bezeichnet (daher schalsteinartiges Zement); sie sind stets varistisch epizonal verformt.

4. Sandiges Zement, aus Quarzgrus und einem kieseligen, kalkigen oder tonigmergeligen Bindemittel bestehend.

Nach einer ausführlichen Beschreibung der meisten Konglomeratvorkommen der Vogtländischen Hauptmulde (mit Hirschberg-Gefeller und Greiz-Netzschkauer Einzugsgebiet), der der Münchberger Gneismasse vorgelagerten altpaläozoischen Schuppenzone und der West- und Ostthüringischen Hauptmulde werden sehr ausführlich die Komponenten und Bezugsmagmatite petrographisch charakterisiert. Auf kleinen Kärtchen werden die zusammengehörigen Gerölle in Beziehung zu nachgewiesenen oder anzunehmenden anstehenden Magmatiten gesetzt und die Grundlagen für die paläogeographischen Erörterungen gewonnen.

Bei den Magmatiten der vogtländischen Gebiete lassen sich mittel- bis grobkörnige Eugranite, kleinkörniger Granit, Graphophyrgranite, Granitporphyre (mit mikrogranitischer, mit gemengter mikrogranitisch-graphophyrischer Grundmasse, mit divergentstrahliger Anordnung von Grundmasseplagioklasen) und Granitporphyre mit grobsphärolithischer Grundmasse (Übergangstypus) als abyssische und hypabyssische Formen unterscheiden von superfiziellen Magmatiten (Quarzporphyre mit graphophyrischer, sphärolithischer, felsitischer und glasiger (devitrifizierter) Grundmasse). Während in den Teuschnitzer Konglomeraten (vgl. dies. Jb. 1937. II. 863—869) die Porphyre und Porphyroide sehr reich entwickelt waren, treten die superfiziellen Typen in den Magmatiten des Hirschberg-Gefeller und des Greiz-Netzschkauer Einzugsgebietes sehr zurück.

A. Die Magmatitfamilie aus dem Schwarzburger Sattel und die entsprechenden kulmischen Gerölltypen (Teuschnitz) lassen sich in zwei Serien trennen:

- a) Granitische Serie von abyssischem Granit und Aplit über Graphophyrgranit und mikrogranitischen Granitporphyr bis zu hypabyssischem Intrusivporphyr mit hiataler grobmikrogranitischer Grundmasse.
- b) Superfizielle Serie, deutlich von der granitischen geschieden, umfassend Quarzporphyr, Quarzkeratophyr, Keratophyr, Albitophyr, Vitrophyr, Felsophyr, Glimmer-Orthophyr mit felsitischer (ehemals glasiger), perlitischer, fluidaler und trachytischer Grundmasse nebst zugehörigen Aschen- und Lapillituffen sowie Tuffiten. Meist liegen sie bereits in den Konglomeraten als deformierte Porphyroide vor.

Mit ihrem hohen Quarz-, aber zurücktretenden Plagioklas- und Glimmergehalt gehören die Typen dieser Familie A zur Alaskitfamilie.

B und C. Die oberdevonischen Typen B aus dem Hirschberg-Gefell-Reuther und C aus dem Greiz-Netzschkauer Einzugsgebiete sind bedeutend quarzärmer bei höheren Mafitgehalten und gehören zur Alkaligranitfamilie. Sie sind kleinkörniger entwickelt. Die scharfe Trennung von abyssischen und superfiziellen Gliedern ist nicht wie bei A möglich; es herrschen vor die hypabyssischen Glieder mit ausgesprochen graphophyrischen Strukturen. Koronen um Einsprenglingsquarze und feingraphophyrische Einheiten in der Grundmasse belegen die magmo-

genetische Zugehörigkeit der Quarzporphyre zur Graphophyrfamilie. Die Magmatitkörper der Herkunftsgebiete reichten von Intrusiv- bis zu Effusivformen. Der höhere Anchnitt wurde nach dem Osten, der tiefere nach dem Südwesten abgetragen. Die Unterschiede der Serien B und C sind aus der folgenden Übersicht zu ersehen:

	B: Gefell—Reuther Serie	C: Greiz—Netzschkauer Serie
Mittelkörniger Eugranit	gleiche Quarzzahl Orthoklasvormacht (Or: Plag. = 73,9 : 26,1) mafitenärmer (7%)	ganz bedeutende Orthoklasvormacht (85,2:14,8) mafitenreicher (12%)
Kleinkörniger Granit	im Herkunftsgebiet Hauptgestein	fehlt
Graphophyrganit klein → mittelkörnig	im Handstück granitähnlich; ohne Quarzeinsprenglinge; Komplexkörner mittelkörnig, gut ausgebildet	im Handstück granitporphyrähnlich; mit Quarzeinsprenglingen; Komplexkörner groß (→ 2 mm), aber feinstgraphophyrisch
Granitporphyr Übergangstypus	graphophyrisch → mikrogranitisch mit → 1,5 cm Quarzkumulaten	graphophyrisch → felsitisch ohne Quarzkoagulationen
	mit grobsphärolithischer Grundmasse	fehlt
Quarzporphyr	sphärolithisch	fehlt
	fehlt	devitrifiziert

Der Vergleich der Struktureigenschaften und Korngrößen läßt deutlich die Unterschiede der Schwarzburg-Teuschnitzer Familie A gegenüber den Familien B und C, deren Unterschiede geringer sind, erkennen. Ebenso läßt der Mineralbestand der Familien A und B (bei C ließen sich wegen der Feinheit der Strukturen nicht alle Typen integrieren) die großen Differenzen zwischen Alaskit- und Alkaligranitcharakter ersehen:

Teuschnitzer Serie A

(Gerölle im Culm)	Quarz	Orth.	Albit	Mafiten
1. Mittel- bis grobkörniger Eugranit . .	38,3	44,5	12,8	4,4
2. Kleinkörniger Aplit	39,0	50,4	8,7	1,9
3. Mittel- bis grobkörn. Graphophyrganit	38,5	55,8	3,7	2,0
4. Mikrogranitischer Granitporphyr . .	38,0	37,2	20,7	4,1
5. Mikrogranitischer Intrusivporphyr . .	37,5	39,2	19,7	3,6

Reuther Serie B

(Gerölle im Oberdevon)	Quarz	Orth.	Albit	Mafiten
1. Mittelkörniger Eugranit	31,1	45,6	16,1	7,2
2. Kleinkörniger Granit.	31,5	43,8	18,7	6,0
3. Mittelkörniger Graphophyrgranit . .	25,0	52,4	15,4	7,3
4. Mikrogranitischer Granitporphyr . .	23,7	45,6	23,9	6,8

Analyseentabelle.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.
SiO ₂	75,63	77,26	76,55	77,30	69,50	70,58
TiO ₂	0,15	0,07	0,12	0,10	0,31	0,62
Al ₂ O ₃	12,64	13,11	12,83	12,54	12,71	12,78
Fe ₂ O ₃	0,59	0,35	0,81	0,79	2,42	3,03
FeO	0,86	0,19	0,46	0,62	2,61	0,88
MnO	0,05	0,03	0,01	Spur	0,04	0,005
MgO	0,40	0,62	0,83	0,67	0,33	0,72
CaO	0,61	0,63	0,51	0,50	1,70	1,28
Na ₂ O	3,48	4,36	4,30	3,36	4,03	2,82
K ₂ O	5,25	3,73	3,09	3,61	3,51	5,46
P ₂ O ₅	—	0,08	0,12	0,06	0,13	0,16
F	0,02	0,04	0,06	—	0,11	0,09
H ₂ O+ ^{110°}	0,59	0,59	0,67	0,76	1,15	1,33
H ₂ O- ^{110°}	0,13	0,03	0,12	0,05	0,05	0,24
CO ₂	—	—	—	—	1,18	—
S	—	—	—	—	0,17	0,01
SnO ₂	—	—	0,26	0,16	—	—
ZrO ₂	—	—	—	Spur	0,03	0,10
BaO	—	—	—	—	0,18	0,12
Summe	100,32	100,77	100,74	100,52	100,16	100,22
			— 0,02		— 0,12	— 0,03
			100,72		100,04	100,19

I. Felsgruppen nördlich Bastelsmühle, südlich Steinbach am Wald, Bl. Lehesten. Mittel- bis grobkörniger Graphophyrgranit mit Übergang zu entsprechend körnigem Eugranit: 38,8% Quarz, 56,4% Orthoklasperthit, 3,1% Albit (An₄₋₈), 1,7% chloritisierter Biotit. Einsprenglingsartige Individuen 40,8%, Graphophyreinheiten (2 → 5 mm Korngröße) 59,2%.

II. Konglomeratfelsen am nördlichen Wiesenhang 150 m westlich Aumühle, Bl. Spechtsbrunn. Fein- bis kleinkörniger Aplit (Korngröße 0,2 → 0,7 mm) mit 39,2% Quarz, 51,2% Orthoklasperthit, 7,9% Albit (An₅₋₁₀), 1,7% Biotit, selten Muscovit.

III. Bastelsmühle, Bl. Lehesten (wie I.). Einsprenglingsreicher Intrusivporphyr mit 41—48,4% Einsprenglingen und hiataler holokristallin-mikrogranitischer Grundmasse von 0,05 mm Korngröße. 37,5% Quarz, 39,2% Orthoklasperthit, 19,7% Albit (An₇₋₁₂), 3,4% Biotit, 0,2% Apatit, Zirkon, Rutil.

IV. Bastelsmühle, Bl. Lehesten (wie I.). Quarzkeratophyr mit 16,9% Einsprenglingen von 9,4% Quarz, 1,6% Orthoklasperthit, 5,9% Albit (An_{4-7}) und mit holokristallin-trachytischer Grundmasse aus fluidal angeordneten leistenförmigen Orthoklas- und Albittäfelchen, dazwischen fel-sitisches Gemenge von Quarzkörnchen und Sericitflitterchen.

V. Schönbühl bei Stelzen, Bl. Gefell. Kakiritischer feinkörniger Granit in Grünschieferfazies. 31,8% Quarz, 46,1% Orthoklasperthit und Schachbrettalbit, 15,0% Plagioklas, 7,0% chloritisierter Biotit, 0,1% Apatit; Zirkon, Magnetit, Roteisen. Infolge Überlagerung durch Diabastuff neu-gebildete Mineralien: 0,1% Epidot, 3,8% Kalkspat und Ankerit, 0,8% Chlorit.

VI. Südseite des Dockelsbergeinschnittes der Eisenbahn Ölsnitz i. V. — Plauen i. V., östlicher Teil im Hangenden des Wulstdiabases. Grobgrapho-phyrischer Granitporphyr mit folgenden Einsprenglingen: 2,1—4,1% Quarz, 9,2% Orthoklasperthit, 12,2% Plagioklas, 6,4% Mafiten, 6,2% mikrograni-tische und 68,8% graphophyrische Grundmasse von 0,4—1,5 mm Komplex-korngröße. Gelegentliche Epidotisierung (Epidot nach Plagioklas).

	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.
SiO ₂	70,92	71,65	72,84	70,58	68,51
TiO ₂	0,22	0,20	0,92	0,15	0,77
Al ₂ O ₃	11,73	12,38	12,55	13,77	13,06
Fe ₂ O ₃	2,45	1,70	1,41	1,87	3,17
FeO	3,23	3,05	1,36	0,97	1,62
MnO	0,07	0,06	0,02	0,02	0,04
MgO	0,13	0,20	0,58	1,02	1,00
CaO	1,43	1,34	0,57	2,30	0,74
Na ₂ O	2,93	2,72	3,99	2,30	2,16
K ₂ O	5,99	5,60	4,08	5,66	6,39
P ₂ O ₅	0,25	0,41	0,12	0,12	0,28
F	—	—	—	—	0,08
H ₂ O ^{+110°}	0,80	0,52	1,56	1,27	1,86
H ₂ O ^{-110°}	0,07	0,03	0,04	0,08	0,24
CO ₂	—	—	—	0,25	—
S	—	—	0,03	0,47	0,17
SnO ₂	—	—	—	0,22	—
ZrO ₂	—	—	0,04	—	0,07
BaO	—	—	0,04	—	0,19
Summe	100,32	99,86	100,15	101,05	100,35
			— 0,01	— 0,24	— 0,11
			100,14	100,81	100,24

VII. Schlötenbach, Neumühle bei Greiz, Bl. Greiz. Quarzeinspreng-lingsreicher Graphophyrgranit granitporphyrischen Charakters.

VIII. Quirletalbruch an der Zeulenrodaer Straße (Hirschrudel), Bl. Greiz. Graphophyrgranit wie VII. mit 7,3% Quarz-, 5,4% Orthoklas- und 3,0% Plagioklaseinsprenglingen, dazu 3,2% Mafiten. 80,8% grapho-

phyrische Grundmasse von 0,7—2,0 mm Korngröße feinstgraphophysischer Komplexkörner.

IX. Kleiner Bruch am Kaltenbach 400 m nördlich der Bahn Plauen—Hof, an der Straße nach Greiz, Bl. Plauen—Pausa. Mittelkörniger Eugranit mit etwa 15% graphophysischen Anteilen. 31,6% Quarz, 46,2% Orthoklasperthit, 10,4% Plagioklas, 11,6% chloritisiertem Biotit, 0,2% Magnetit, Apatit, Zirkon.

X. Auswürfling aus oberdevonischer Schlotbreccie von Unterneumark bei Reichenbach i. Sa. Quarzporphyr mit felsitischer Grundmasse. Einsprenglinge: 9,1% Quarz, 17,2% Orthoklas, 4,3% Plagioklas, 1,2% Mafiten, 68,2% felsitische Grundmasse (Korngröße 0,04 mm).

XI. Am nördlichen Anschnitt der Bahn Altenburg—Gera westlich der Bahnüberführung über die Straße Posterstein—Beerwalde, Bl. Ronneburg. Graphophysischer Granitporphyr mit zahlreichen, bis 4 cm großen Feldspateinsprenglingen.

Analysen I—VI und IX—XI von E. WOHLMANN, Anal. VII und VIII von L. MÖSER. I—IV Gerölle aus Teuschnitzer Culmkonglomeraten; V anstehend im Reuther Gebiet, VI aufgearbeitet im Oberdevon der vogtländischen Hauptmulde aus Reuther Einzugsgebiet; VII—VIII anstehend im Greizer Gebiet, IX—XI Gerölle aus der Greizer Serie.

Auf Grund eines reichen Analysenmaterials (dabei neu Analysen I—XI) werden die petrochemischen Verhältnisse der drei Magmatitfamilien untersucht: Berechnungen der Analysen nach den Systemen von OSANN, NIGGLI und C. I. P. W. zeigen folgende Charakteristika der drei Familien:

(Siehe Tabelle S. 455.)

Für die Erkennung des ursprünglichen Magmencharakters erwies sich ein kritischer Vergleich der aus den chemischen Analysen berechneten normativen Mineralbestände und der aus den optischen quantitativen Analysen erhaltenen als wertvoll. Die Feststellung des primären Mineralbestandes wird ja erschwert durch Umwandlungen durch deuterische Vorgänge, durch Infiltrationen aus überlagerndem Diabasmaterial, durch Kontaktwirkungen varistischer Granite und durch epizonale Eiformung, wobei es zu Überschneidungen der einzelnen Phasen kommen kann. Dabei zeigt sich, daß die Natronvormacht des Eugranits und des kleinkörnigen Granits zu einem Teil auf Albitisierung durch Albitenwanderung zufolge epizonaler Verformung zurückzuführen ist und daß natronreicher Perthit in Geröllen aus undeformierten Konglomeraten als Deutero-Perthite ALLING's aufgefaßt werden können. Es ergibt sich dann für die Ausgangsschmelze des Einzugsgebietes B (Hirschberg-Reuth) folgende Zusammensetzung: SiO_2 normalgranitisch 69 → 72%; schwankende Kalio-Natronvormacht bei hohen Alkaliwerten; rund 1% CaO; MgO-arm, Fe- und TiO_2 -reich, daher Mg-arme, Fe-reiche, titan- und fluorhaltige Glimmer; F- und P_2O_5 -reich, daher reichlich Apatit.

Der Eugranit entspricht der Zusammensetzung der Schmelze während der Frühkristallisation und enthält deshalb die meisten dunklen Gemengteile (8,5%), der kleinkörnige Granit hat aplitischen Nachschub-

A. Schwarzburg—Teuschnitz		B. Hirschberg—Reuth		C. Greiz—Netzschkau	
1. SiO ₂ -Werte: hoch: > 73%		niedrigst: < 70%		mittel: → 72%	
73 → 74% granit. Magmatite		67 → 69,5% Magmatite		71 → 71,6% Magmatite	
74,5 → 77% superfiz. Magmatite		67 → (72)% Gerölle		70,5% Gerölle	
73 → 77% Gerölle				68,5% anderes Einzugsgebiet: Posterstein	
Magmatite	Gerölle	Magmatite	Gerölle	Magmatite	Gerölle
S 80 → 84,5	79 → 83	75,5 → 76,5	75 → 78	78 → 79	77 → (80)
σ 31 → 43	35 → 43	19 → 26	25 → (37)	27 → 30,5	23 → (32)
Si 420 → (548)	376 → 495	308 → 325	311 → (365)	356 → 374	342 → (411)
qz 161 → 275	187 → 253	77 → 112	97 → (165)	123 → 138	119 → (165)
2. Alkaliwerte: hoch		mittel ~ 10		niedrig	
Magmatite	Gerölle	Magmatite	Gerölle	Magmatite	Gerölle
a 14 → 13,7	13,6 → 15,3	8,8 → 10,1	8,4 → 9,6	10,5 → 11,0	10 → 12,7
alk 39 → 45	35,6 → 40,5	28,5 → 32,5	25 → 28,5	29,5 → 33,5	29,5 → 36,5
3. Alkaliverhältnis Na ₂ O:K ₂ O					
Magmatite	Gerölle	Magmatite	Gerölle	Magmatite	Gerölle
n 0,24 → 9,14	5,1 → 7,0	3,8 → 4,2	5,5 → 7,1	4,2	3,4 → 5,9
k 0,08 → 0,97	0,22 → 0,49	0,34 → 0,38	0,29 → 0,45	0,57	0,40 → 0,66
Intrusiva Natron-, Effusiva Kali- oder Natronvormacht		Anstehend Natron-, Geröll vom Dockelsberg Kalivormacht		Kalivormacht; metamorphes Granitgeröll geringe Natronvormacht	
4. Kalkwerte: sehr niedrig		allgemein etwas höher			
Magmatite	Gerölle	Magmatite	Gerölle	Magmatite	Gerölle
c (OSANN) → 1	→ 1,5	→ 2	→ 3	→ 1,8	→ 3,6
c (NIGGLI) → 4	< → 4	5,7 → 7,4	< 5,7 → 9,8	4,3 → 7,7	< → 10,7
5. Femische Gemengteile sehr niedrig f = < 5		durchweg höhere Werte f = > 6,5			
Magmatite	Gerölle	Magmatite	Gerölle	Magmatite	Gerölle
f 2,0 → 5,4	3,2 → 5,1	6,8 → 9,1	7,2 → 7,7	7,4 → 7,7	6,1 → 8,5
fm 4,7 → 15,7	8,4 → 13,6	21,2 → 28,6	21,2 → 25,2	22,0 → 24,0	17,5 → 26,3

charakter (nur 6,5 dunkle Gemengteile). Die Restschmelze ausgesprochen hypabyssischer Erstarrungsstrukturen ist ärmer an SiO₂, während die dunklen Gemengteile eine Mittelstellung einnehmen. Die kalireichere Differentiation erstarrte graphophysch, die an Natron reicheren Schlieren mikro- und eugranitisch. Die Differentiation verlief sehr unausgeglichen, wie die Übergangsglieder zwischen sämtlichen Magmatittypen, die Quarzfrühauscheidungen in gerundeten Kumulaten usw. zeigen. Der Kristallisationsverlauf und seine Bedingungen werden für die einzelnen Phasen erörtert.

Die Magmogenese der geröllliefernden prävaristischen Magmatite

fällt in die orogenetische Phase zwischen Algonikum und Tremadoc, besonders in das Oberkambrium, reicht aber wohl auch bis in das Tremadoc hinauf. Von der Schwarzburger Magmatitserie erscheinen bereits im Tremadoc Aufarbeitungsprodukte als Arkosen. Für die Serien B und C ist die genauere Festlegung schwieriger, da die Altersgrenzziehung an der Wende Kambrium—Tremadoc noch nicht eindeutig ist: Violette kambrische Quarzite neben Granitgeröllen nördlich Reuth, die den Magnetitquarziten des mittleren Tremadoc entsprechen, zeigen, daß der Granit ein Sedimentdach aus Tremadocgesteinen besaß.

Einzelne Granitgerölle im Lederschiefer des höheren Untersilurs bei Reichmannsdorf deuten eine Heraushebung des Schwarzburger Gebietes an der Wende Ordovicium—Gotlandium (kaledonische Orogenese) an.

Nach dem Obersilur war das bearbeitete Gebiet Festland, Abtragungsgebiet. Seit dem Mitteldevon beginnt die Überflutung der alten Hebungsgebiete, bedingt durch die Heraushebung Böhmens (im Oberdevon Festland); bei Gefell—Reuth und Greiz—Netzschkau sind alte kambro-silurische Massen mit Magmatitkörpern schwellenartig zu Inseln gehoben worden, welche die Konglomerate liefern. Gleichzeitig mit der Konglomeratschüttung (Planschwitzer Horizont des untersten Oberdevons) ging mit einsetzender Bruchbildung und Schollenzerstückelung Diabas- und Keratophyrvulkanismus als Vorläufer der varistischen Gebirgsbildung einher. Im Gefell—Reuther Gebiet ergoß sich der Diabas über die Magmatite, so daß man hier im Diabastuff Magmatitgerölle zusammen mit den geröllefernden Magmatiten antrifft. Zuerst wurden die Effusiv-, dann die Tiefenformen der Magmatite angeschnitten und abgetragen. Gegen Ende des Devons hört der Diabasvulkanismus auf, die Granitschüttung ist beendet bis auf einzelne sekundäre Gerölle. Im Visé transgrediert das Culmmeer über das ganze Gebiet; die Konglomerate beziehen ihr Material aus dem sich herauswölbenden Schwarzburger Sattel und den kambrischen und präkambrischen Schwellenanlagen im S.

Die sehr gründliche Arbeit bietet für den Petrographen ein sehr reiches Beobachtungsmaterial, ausgezeichnete Abbildungen und Diagramme, auf die besonders hingewiesen werden muß.

Walther Fischer.

Rimann, Eberhard: Nephrit, Carcaro und Asbest im ostthüringisch-vogtländischen Schiefergebirge. (S.B. Isis Dresden 1936/37. Dresden 1938. 9.)

Die den vogtländisch-thüringischen altpaläozoischen Sedimenten zwischengeschalteten Lagergänge von ultrabasischen Paläopikriten zeigen alle Übergänge von serpentinisiertem Paläopikrit über Halbnephrit zu reinen Nephritmassen; dazu tritt auch Carcaro (Diopsid-Filz) in größerem Umfange auf. Die varistische Orogenese verquetschte die Paläopikrite zu unregelmäßigen Körpern, Adernephrite zu Knollennephriten, massigen Zellenephrit zu dünnplattigen Zellenephritschiefern und traf auch den Carcaro. Nephritisierung und Carcarisierung erfolgten gleichzeitig auf die Serpentinisierung als

jüngere Phase der hydrothermalen Pikritzersetzung; gelegentlich wurde auch Faserserpentinbildung beobachtet, die erst nach der Carcarisierung erfolgt ist. Nicht nur der Ader- (Querfaser-) Serpentin, sondern auch der Serpentinfilz der massigen Paläopikrite wird durch Nephrit- bzw. Diopsid-Filz allmählich verdrängt. Die umwandelnden Lösungen gehörten offenbar dem pikritischen Schmelzfluß selbst als Restlösungen an. Serpentinisierung, Nephritisierung und Carcarisierung gehören demnach zu den autometamorphen Vorgängen ultrabasischer Gesteine.

Durch tektonische Ausplättung dünner Nephritadern entstand der im Weltkrieg abgebaute Hornblendeasbest, durchweg ein Gleitfaserasbest, ein asbestisierter Nephrit. Die Mitgewinnung von Nephrit könnte an einigen Stellen die Asbestgewinnung vermutlich auf eine günstigere Grundlage stellen.

Walter Fischer.

Eskola, Pentti und E. Nieminen: The Quartzite Area of Tiirismaa near Lahti. (C. R. Soc. géol. Finl. **12**. 1938. 30—45.)

Es wird ein Gebiet präkambrischer Quarzite westlich der Stadt Lahti beschrieben. Der etwa 7 km lange und 2 km breite Gesteinszug bildet einen nach S konvexen Bogen. Das Streichen ist im Westen N 75—85° W bei saigerem Einfallen, im Osten N 30—35° O bei einem Fallen von 60° NW.

Das Alter der Quarzite ist wahrscheinlich frühes Archaikum, jedenfalls sind sie älter als die Granite der svecofennidischen Gebirgsbildung.

Der Mineralbestand der meist rötlichen Gesteine ist vor allem Quarz in stark deformierten Körnern, in den Zwischenräumen büscheliger Sillimanit (Fibrolith), daneben Sericit und Eisenerz. Diese Minerale sind oft lagig angeordnet und bilden dann wohl eine alte Schichtung ab. Die Struktur ist „blastoklastisch“ (d. h. eine durch Rekristallisation überprägte klastische Reliktstruktur).

Die sedimentäre Entstehung ist erwiesen durch Rippelmarken, die Ausbildung primärer Schichtung und das Auftreten von Konglomeraten an den Grenzen des Quarzitzuges. Da diese fast ausschließlich Gerölle der oben beschriebenen Quarzite enthalten, sind sie jünger als die Quarzitformation und bilden ihr Hangendes. Das Zement ist ein quarzitischer Biotitgneis, in größerer Entfernung vom Quarzit tritt helle Hornblende hinzu neben fast farblosem Biotit, Plagioklas (An_{46}), Mikroklin, Magnetit, Titanit und Apatit. Die relativ große Menge Titanit ist für alle Gesteine der Grenzzone der Quarzite bezeichnend.

Der Quarzitkonglomeratzug wird nach außen umgeben von 1. Epidotquarzit, 2. quarzitischem Gneis mit Cordieritgneis und 3. von Biotitgneis. Letzterer ist megaskopisch fast leptitähnlich und entspricht im Mineralbestand den vorwiegend biotitführenden Abarten des Konglomeratzements.

Ein eigentümliches Gestein wurde im äußersten Südosten gefunden: ein feinkörniger Amphibolit — bestehend aus farbloser Hornblende, Plagioklas (Bytownit), Quarz, Eisenoxyd, Titanit, Epidot und Apatit — enthält Einschlüsse von Quarzit, die vom Verf. als Gerölle in einem primären Sediment gedeutet werden.

Die südliche Grenze des Quarzituges wird durch ein megaskopisch amphibolitähnliches Gestein gebildet, das u. d. M. aus Albit (An_6), Chlorit, Quarz, Epidot, Hornblende (z. T. \rightarrow Epidot), Apatit, Eisenoxyd, Zirkon besteht. Dieser MB. entspricht einem fast erreichten Gleichgewicht der Grünschieferfazies. Da aber die granoblastische Struktur sowie die noch erhaltenen Hornblenderelikte den Amphiboliten der Umgebung völlig entsprechen, ist eine diaphthoritische Bildung der Grünschieferfazies aus einer älteren Amphibolitfazies anzunehmen.

Der Grünschieferkomplex wird im S von Granit durchbrochen. In größerer Entfernung vom Quarzitug werden alle Gesteine in steigendem Maße von Pegmatitgängen durchtrüert; sie vermitteln den Übergang in die migmatitischen Glimmergneise der Umgebung, die keinerlei mineralische oder Strukturelikte zeigen.

Über das Ausgangsmaterial der Serie ist nur mit Vorbehalt einiges auszusagen. Die rötliche Farbe des Quarzits ist möglicherweise ein primäres Merkmal, entsprechend den roten Sedimenten am Abschluß einer Gebirgsbildung (Jotnium, Old Red, Rotliegendes. — „Molasse“ nach BACKLUND 1936). Der Arkosecharakter des Sediments ist allerdings nicht ausgeprägt. Es handelt sich sicher um eine ehemals mächtige Sedimentserie, entstanden unter ariden Bedingungen. Das den Quarzit überlagernde Konglomerat stellt einen Hiatus in der Sedimentation dar, während dessen die unterlagernden Schichten verfestigt und abgetragen wurden. Eine Winkeldiskordanz wurde nicht beobachtet. Die darüber folgenden Epidotquarzite, Cordierit- und Biotitgneise entsprechen wahrscheinlich mergeligen bzw. tonigen Quarzsanden, der bytownitführende Amphibolit (s. o.) wohl einer stärkeren Konzentration mergeligen Materials. Das im Liegenden der Quarzitserie auftretende Albit-Chlorit-Epidot-Gestein wird auf Grund des Chemismus (hoher Na_2O -Gehalt) als Abkömmling spilitischer Laven gedeutet. Die Metamorphose dieser Gesteine bis zur Amphibolitfazies bringt Verf. in Verbindung mit der Intrusion der Granite und der Migmatisierung der Umgebung. Die spätere diaphthoritische Entwicklung zur Grünschieferfazies wird den wärmeabsorbierenden Eigenschaften des (ehemals zu Tage austreichenden?) Quarzitlagers zugeschrieben. Es wäre zu untersuchen, ob auch in anderen Gebieten Quarzite mit Gesteinen einer Tieftemperaturfazies verknüpft sind.

Die Tatsache, daß gut erhaltene Quarzite in den migmatisierten archaischen Gesteinsserien Fennoskandiens relativ selten sind, wurde von BACKLUND 1937 dadurch erklärt, daß die ursprünglich weit verbreiteten Quarzite von der Granitisation erfaßt und besonders stark assimiliert wurden. In Gegensatz hierzu steht die Beobachtung der Verf., daß der Tiirismaa-Quarzit der Granitisation Widerstand leistete und als Relikt erhalten blieb. Die Seltenheit von Quarziten wird durch eine tiefgreifende Erosion vor der Platznahme der svecofennidischen Granite erklärt.

K. R. Mehnert.

Hietanen, Anna: On the Petrology of Finnish Quartzites. (Bull. Comm. géol. Finlande. Nr. 122. 1938. 1—119. Mit 29 Abb., 8 Taf. u. 3 Karten.)

Die Verf. in (eine Schülerin *ESKOLA's*, vgl. voriges Ref.) untersuchte

eine große Reihe finnischer Quarzitvorkommen petrographisch unter besonderer Berücksichtigung der Gefügeregelung. In einem einleitenden Kapitel werden die Fortschritte der geologischen Gliederung des finnischen Präkambriums in den letzten Jahren referiert.

Die älteren Formationen der svecofennidischen Zone (Westfinnland) enthalten nur wenige und geringmächtige quarzitische Einlagerungen. Charakteristisch ist ihr häufig starker Rekristallisationsgrad und ihre rötliche Farbe. Die Quarzite der (jüngeren) karelischen Zone (Ostfinnland) haben noch deutlich klastische Struktur und sind charakterisiert durch Sericitführung.

Unter den zahlreichen untersuchten Quarzitvorkommen wurden zwei besonders berücksichtigt: Simsiö in Lapua (Österbotten, Westfinnland) als Vertreter der svecofennidischen Zone und Olostonturi in Muonio (Westlappland) als Vertreter der (lappo-) karelischen Zone.

Simsiö: Die Gefügeanalyse der Quarzite ergab das Vorherrschen der Trener- α -Regel (c-Achsen \perp zur Schieferung) bzw. eines ac-Gürtels mit mehreren Maxima in der Nähe von c. Die b-Achsen stehen meist saiger (steilachsige Tektonik, Schlingentektonik).

Nach SANDER werden rupturale und plastische Deformation des Quarzes unterschieden. Die rupturale Deformation äußert sich in einer „Zerlegung in Stengel nach c“, hervorgerufen durch Translation parallel zur Prismenzone. Die plastische Deformation, die im Quarzit von Simsiö ausgezeichnet zu beobachten ist, äußert sich in der sog. БӨНМ'schen Streifung. Sie wird verursacht durch Translation nach der Basis, nach SANDER durch Translation nach einem steilen Rhomboeder. Die Verf.'in hat nun in Quarzkörnern mit БӨНМ'scher Streifung die Lage der c-Achsen vermessen und ihr „Streichen“ und „Fallen“ entsprechend der geologischen Methode eingetragen. Es ergibt sich, daß innerhalb jedes Streifens das Streichen der c-Achsen konstant, das Fallen \pm variabel ist. Die БӨНМ'sche Streifung kann daher als „Fältelung“ der Basis (0001) aufgefaßt werden. Die Beobachtung, daß die БӨНМ'sche Streifung Reihen von Flüssigkeits- oder Gaseinschlüssen entspricht, wird von der Verf.'in so gedeutet, daß durch die schwache Zerbrechung des Quarzgitters auf Grund des schraubenartigen Feinbaus Reihen von winzigen Höhlungen hervorgerufen werden können.

Olostonturi: Die Gefügeanalyse der (lappo-) karelischen Quarzite zeigt im Gegensatz zu den svecofennidischen Vorkommen deutliche ab-Gürtel und dementsprechend eine Auslängung der Quarzkörner in Richtung ihrer c-Achse. Rupturale Verformung (Translation nach der Prismenzone) herrscht bei weitem vor, БӨНМ'sche Streifung ist sehr selten. Die b-Achsen sind meist horizontal orientiert („alpine“ Tektonik).

Petrochemie: Die finnischen Quarzite werden von der Verf.'in in sieben Gruppen eingeteilt, und zwar nach dem Gehalt an akzessorischen metamorphen Mineralien:

1. Al-Silikate. Sehr häufig ist das Vorkommen von Sillimanit, seltener von Disthen. Anadalisit kommt in Quarziten nur zusammen mit Muscovit, Biotit, Mikroklin, Turmalin und Zirkon vor. Entweder entstehen die Minerale

der Al_2SiO_5 -Gruppe aus Al-Hydrosilikaten („Kaolin“, Tonminerale) oder aus Sericit unter gleichzeitiger Bildung von K-Feldspat.

2. K—Al-Silikate. Es bildet sich Sericit aus K-Feldspat oder aus Al-Hydrosilikaten unter Zufuhr von K-Lösung. Interessant ist das Auftreten von Fuchsit (Cr-Glimmer). Als untergeordneter Bestandteil ist Mikrolin nicht selten. Wenn Plagioklas daneben vorhanden ist, so ist er stets zu Sericit umgewandelt, während Mikrolin völlig frisch ist. Diese Tatsache wäre durch eine Art K-Metasomatose zu erklären, verursacht durch wandernde K-Lösungen, die Plagioklase angriffen, Mikrolin aber stabil ließen.

3. Ca—Al-Silikate. An-reichere Plagioklase in arkoseartigen Quarziten werden zu Saussurit (Epidot, Zoisit oder Klinozoisit) umgewandelt.

4. Mg—Fe—Ca-Silikate oder -Karbonate können in Sandsteinen mit unreinem, meist dolomitischem Zement entstehen. Es treten auf: Tremolit, Wollastonit, Diopsid; bei einem gewissen Fe-Gehalt Hornblenden, bei Mn-Gehalt Rhodonit und Pyroxmangit (für letzteres Mineral ausführliche Beschreibung und Analysen).

5. Mg—Fe-Silikate oder -Karbonate. Aus Siderit bildet sich bei der Metamorphose der (fast) reine Fe-Amphibol Grünerit. Ist ursprünglich ein limonitreiches Zement vorhanden, so entsteht Magnetit oder Hämatit.

6. Ca-Silikate oder -Karbonate. Calcit ist als reines Ca-Mineral in Quarziten rel. selten, ebenso Wollastonit, der daraus entstehen müßte. Meist sind einige der oben beschriebenen Mg—Fe-Mineralie beigemischt.

7. Graphit bildet sich aus bituminösem Zement, wahrscheinlich über Kohlenwasserstoffe. Eine andere Möglichkeit ist die der Entstehung aus CO_2 der Karbonate.

Quarzite und Granitisation: Die Frage der Granitisation der Quarzite ist in dem migmatisch durchtränkten finnischen Präkambrium von besonderer Wichtigkeit (vgl. voriges Ref.). Die Verf. konnte feststellen, daß dort, wo Granite und Pegmatite die Quarzite durchtrümen, eine Assimilation nur in einem schmalen Bereich erfolgt. Im allgemeinen verhalten sich die Quarzite ziemlich resistent gegenüber der Granitisation.

K. R. Mehnert.

Rodolico, F.: Ein Vorkommen von kristallinen Schiefem im nördlichen Appennin. (Un affioramento di scisti cristallini nell'Appennino settentrionale.) (Periodico di Mineralogia. Jg. 8. 1937.)

Verf. beschreibt ein Vorkommen von mesozischen, wahrscheinlich triassischen, kristallinen Schiefem vom Passo dell'Ospedalaccio bei Sasalbo im toskanischen Appennin.

Auf der Südostseite des M. Acuto, etwas unterhalb der Paßhöhe von Ospedalaccio, ist eine Scholle von Glimmerschiefer mit linsenförmigen Einschlüssen von Eisenglanz durch einen gewaltigen Bergsturz aufgeschlossen worden. Diese Glimmerschiefermasse geht an ihrem Südostrand in sog. „roccie verdi“, nämlich Epidot-Amphibolite über und ist im Hangenden von dem Eocän sandstein des M. Acuto bedeckt; leider ist sein Kontakt mit dem Kristallin durch Schutt und Geröll verschüttet und einer Beobachtung unzugänglich. Auch nach Westen bildet Eocän die Nachbarschaft. Im Nordosten dagegen in der Nähe der Paßhöhe liegt eine Scholle von Triasquarziten. Bei

Abstieg ins Tal nach Sassalbo hinunter erscheinen Mergelkalke des Eocäns und unterhalb des gewaltigen Bergsturzes Kalke, Quarzite und Gipse der Triasformation.

Die sog. „grünen Gesteine“ sind Epidotamphibolite von ziemlich dichter Beschaffenheit, schieferiger Textur und dunkelgrüner Farbe.

Ihre Hauptgemengteile sind gemeine Hornblende, Epidot, Quarz und saurer Plagioklas, akzessorische Gemengteile dagegen Titanit, Eisenglanz und Granat. Bezüglich der Verteilung der verschiedenen Mineralien ist zu bemerken, daß in den dunkelsten Partien die Hornblende, dagegen im Kontakt mit den Glimmerschiefern der Epidot vorherrscht, während der Granat vielerorts fehlt.

Das wichtigste Mineral ist eine gemeine, stark pleochroitische Hornblende mit a gelblich, b mürzgrün, c blaugrün, $\gamma > \beta > a$, ferner ist Chm (—). $c : c = 12^\circ$.

Ein im Amphibolit nie fehlendes und sich oft in größeren Mengen anreicherndes Mineral ist der gelbliche Epidot. Bald ist er stark doppelbrechend und zeigt große Winkel der optischen Achsen, bald ist seine Doppelbrechung niedriger mit Neigung zu optischen Anomalien [wohl nahe Klinozoisit, Ref.].

Die hellen Gemengteile sind durch undulös auslöschende Körner von Quarz und Oligoklas vertreten.

Von Nebengemengteilen finden sich überall Titanit und Eisenglanz, Granat bildet größere unregelmäßige Körner.

Nach Reliktstrukturen, welche auf Sandstein hinweisen, sowie durch Vergleich der Epidot-Amphibolit-Analysen mit solchen verwandter Gesteine aus den benachbarten Apuanischen Alpen geht hervor, daß ein Übergangsgestein von Paraschiefern zu unbekanntem, bisher nicht aufgeschlossenen Orthoschiefern vorliegen muß.

Was nun die Glimmerschiefer betrifft, so ist ihr Aussehen recht verschieden: Man unterscheidet grobblättrige Glimmerschiefer mit Hineigung zu Gneis mit ziemlich großen Muscovitblättchen von phyllitartigen Modifikationen mit feinem Sericit. In einigen Partien erscheint auch Feldspat, und zwar häufiger Oligoklas, seltener dagegen Orthoklas.

Als akzessorische Elemente treten auch hier wieder Eisenglanz, Brauneisen und Pyrit auf; der Ti-Gehalt der Analyse läßt auch auf Titan-eisen schließen. Verbreitet sind Säulchen von braunem Turmalin mit ω kastanienbraun, ϵ fast farblos.

Wo die Eisenglanzlinsen im Glimmerschiefer aufsetzen, macht sich eine Anhäufung von Epidotkörnern bemerkbar, die aber dunkler sind als diejenigen im Amphibolit.

Zwischen Amphibolit und Glimmerschiefer befinden sich grüne Lagen, reich an Chlorit und Plagioklas. Auch tritt hier eine Struktur auf, die lebhaft an Sandstein erinnert; es sind Körner von Quarz und Feldspat durch eine Chloritmasse verkittet. Diese Reliktstruktur kommt auch, wie schon angedeutet, im Amphibolit vor. In dem Übergangsgestein zwischen Glimmerschiefer und Amphibolit sind auch Epidotkriställchen nicht selten.

Die Glimmerschiefer vom Passo dell'Ospedalaccio gehören nach dem mikroskopischen Befund wie nach den Analysenergebnissen zu den Paraschiefern. Nach Verf. kommen auch ähnliche metamorphe Sandsteinschiefer in der Trias der Westalpen mit Brianzonfazies vor.

In der ganzen Zone, welche mit dem Paß von Ospedalaccio gipfelt, liegt sowohl nach der tyrrhenischen Seite (Oberes Rosaro-Tal) wie nach der adriatischen Seite (Secchia-Tal) hin eine Aufeinanderfolge von Triasschollen vor, und es sind triassische Kalke, Quarzite und Gipse, die auch unterhalb des großen Bergsturzes anstehen; ebenso befindet sich ein triassisches Quarzitvorkommen sogar in unmittelbarem Kontakt mit den kristallinen Schiefen. Wenn nun auch die Verhältnisse des Gebiets eine genaue stratigraphische Untersuchung der Gesteinsgrenzen verhindern, so ist doch Verf. davon überzeugt, daß die bisher als triassisch angesehenen Gesteine zusammen mit den beschriebenen kristallinen Schiefen eine einzige, mesozoische, wohl ebenfalls triassische Bildung sind. Analogien hierfür finden sich in den „grünen Gesteinen“ sowohl der Insel des Toskanischen Archipels (Gorgora, Argentario und Giglio) als auch in den Apuanischen Alpen. In den letzteren sind es die triassischen Sericitschiefer, welche die Prasinite von Bergiola Foscaldina einhüllen, die ganz besondere Ähnlichkeit mit den Schiefen der Lama von Ospedalaccio aufweisen.

K. Willmann.

Barth, Tom. F. W.: Progressive Metamorphism of Sparagmite rocks. (Norsk Geol. Tidsskrift. 18. B. H. 1. 1938. 54—65.)

Eine petrographische Untersuchung über den Metamorphismus der Sparagmite im inneren Teil des südlichen Norwegens. Es gibt einen allmählichen Übergang von den nicht metamorphen Sparagmiten im nördlichen Teil von Österdal zu den Sparagmitschiefern in Gudbrandsdal und den granulitähnlichen Gesteinen bei Opdal.

Die Änderungen der chemischen Zusammensetzung bei diesem Metamorphismus sind klein und sind durch eine Steigerung des Gehaltes an Natrium und Aluminium im Verhältnis zu dem ursprünglichen Sediment charakterisiert. Verf. meint, daß die Sparagmite in der Nähe der Gebirgsfaltung von Lösungen durchtränkt wurden, die in diesen Gesteinen Albit abgesetzt haben.

Durchschnittliche Zusammensetzung der metamorphen Reihe Sparagmit—Granulit.

	1.	2.	3.
SiO ₂	80,89%	81,60%	76,26%
TiO ₂	0,40	0,31	0,49
Al ₂ O ₃	7,57	9,04	11,76
Fe ₂ O ₃	2,90	1,87	3,07
FeO	1,30	0,54	0,42
MnO	—	Sp.	Sp.
MgO	0,04	0,36	0,71
CaO	0,04	0,15	0,10
Na ₂ O	0,63	1,16	2,71
K ₂ O	4,75	4,13	3,55
H ₂ O	1,11	0,81	0,94
P ₂ O ₅	—	0,02	0,02
Summe	99,63%	99,99%	100,03%

1. Nichtmetamorpher Sparagmit.
2. Schieferiger Sparagmit (Mittel von 3).
3. Granulitähnlicher Sparagmit (Mittel von 3). **H. Björlykke.**

Hawley, J. E.: Riebeckite in quartz veins from the Michipicoten district, Ontario. (The Amer. Miner. **22**. 1937. 1099—1103.) — Ref. dies. Jb. 1938. I. 464—465.

Saminen, Antti: Kann Graphit in späteiszeitlichen Tonen vorkommen? (Suomen Kemistilehti. **10**. Helsinki 1937. 5—6.)

Graphit kann sich in späteiszeitlichen Tonen aus organischer Substanz unter Einwirkung von hoher Temperatur und hohem Druck nicht bilden.

F. Neumaier.

Stark, Michael: Zur Verbreitung glaukophanitischer Hornblende in Böhmen und deren Bedeutung für Gauverwandtschaft. (Zvláštní otisk z Věst. Král. Čes. Spol. Nauk. Tř. II. Roč. 1936. 1—7.)

Es wird die Aufmerksamkeit auf die Verbreitung von Glaukophan, bezw. glaukophanitischer Hornblende in kristallinen Schiefen einzelner Gebiete von Böhmen gelenkt und dabei die Frage der Abstammung solcher Hornblenden aus Eruptivgesteinen der Alkalikalk- oder Alkalireihe gestreift.

Es können Gesteine der Alkalikalkreihe, insbesondere auch Gesteine der Alkalireihe glaukophanitische Hornblende liefern.

Die von F. SLAVÍK studierten spilitischen Gesteine der Gegend von Kladno bis Klattau und auch Gesteine im weiteren Bereich liefern sekundär nicht eigentlich glaukophanitische Hornblende. Ähnliches gilt für die Amphibolite des Böhmer Waldes; doch erscheinen da immerhin mitunter Fe-reiche, deutlich blaugrüne (nicht violette) Hornblenden.

Ähnliches gilt weiter für die Gesteine des Kaiserwaldes, Erzgebirges und der Elbpforte.

Auch die meisten Amphibolgesteine des Riesengebirges enthalten solche Hornblenden, doch treten da auch typisch glaukophanitische Hornblenden (mit violetten Farbtönen) auf (Hohenelbe, Blaugrund, Glasendorf, Rehorn). [Zus. d. Verf.'s.]

H. Schneiderhöhn.

Anatexis. Granitisation.

Magnusson, N. H.: Die Granitisationstheorie und deren Anwendung für svionische Granite und Gneise Mittelschwedens. (Geol. För. i Stockholm Förh. **59**. 1937. 525—549.)

In der vorliegenden Arbeit nimmt Verf. Stellung zu der von H. G. BACKLUND kürzlich in zwei bedeutsamen Abhandlungen („Der Magmenaufstieg in Faltegebirgen“ und „Die Umgrenzung der Svecofenniden“) dargelegten „Granitisationstheorie“. Nach BACKLUND haben keine Intrusionen von flüssigen Magmen stattgefunden, die sich mechanisch oder auf andere Weise Raum schafften. Vielmehr sollen die Granite an den Stellen entstanden sein,

wo sie sich jetzt befinden, durch einen „Granitisationsprozeß in situ“, d. h. durch Zufuhr von granitischem Material zu vorwiegend sedimentären Ausgangsgesteinen. Dabei handelte es sich jedoch nicht um zugeführte granitische Schmelzen, sondern um Lösungen, die keine normale granitische Zusammensetzung besaßen.

Hier wird gezeigt, daß diese Auffassung keine Übertragung auf das mittelschwedische Granitgneisgebirge gestatten. Für die „Urgranite“, die Adergneise und die spätsvionischen Granite dieses Gebietes versagt nach den Darlegungen des Verf.'s die Granitisationstheorie.

Die „Urgranite“ Mittelschwedens intrudierten in vorwiegend aus Gesteinen der Leptitformation aufgebaute suprakrustale Serien. Zwischen den Urgraniten und Leptiten bestehen deutliche chemische Beziehungen, die zunächst zugunsten der BACKLUND'schen Auffassung sprechen könnten. So sind z. B. dort, wo die Leptite bzw. Hälleflinta alkalisch sind, auch die Urgranite alkalisch. Dagegen entwickelt aber der Urgranit bei Norberg eine Nareiche Randfazies gegen Kalileptite. So kommt Verf. zur Deutung der Nareiche Randfaziesbildungen der Urgranite als Differentiationsprodukte und nicht durch Assimilation von Leptitmaterial. Im Kontakt gegen den Urgranit erfahren die Leptite selbst durchgreifende Veränderungen: Kornvergrößerung, Einwanderung von Quarzfeldspatmaterial usw., doch sind ihre Grenzen gegen die Urgranite immer scharf.

Zahlreiche weitere Beobachtungen sprechen dafür, daß die Granite im wesentlichen bereits ihre Zusammensetzung besaßen, bevor sie in die jetzige Lage kamen: Bei einer Entstehung durch Granitisation müßten die Granite entsprechend der Inhomogenität des Ausgangsmateriales stark variieren; man findet sie jedoch in wohldefinierte Typen differenziert. So können unterschieden werden: rote salische, rote intermediäre und sehr charakteristische graue Oligoklasgranite. Gabbro und Diorit vervollständigen diese Differentiationsfolge. Im Gegensatz zu den Graniten werden die basischen Gesteine von BACKLUND — in gewaltsamer Teilung der Gesteinsserie in zwei genetische Gruppen — als echte Intrusiva aufgefaßt. Als Granitisationsprodukte müßten die Urgranite weiterhin Relikte des granitisierten Ausgangsmateriales und Paralleltexuren als Abbildung ursprünglicher sedimentärer Schichtung erkennen lassen, doch findet man, wo keine spätere Verschieferung eingetreten ist, granitische Struktur und massige Ausbildung der Kerne des Urgranites. Daß die Granite als fertige Schmelzen intrudierten, zeigen auch die zuweilen eingelagerten scharfkantigen Bruchstücke von Leptit und -Erz. — Die homogene Ausbildung der Urgranite auf große Strecken hin macht nach Ansicht des Verf.'s eine solch reichliche Zufuhr von granitischem Material notwendig, daß demgegenüber das Fremdmaterial zum äußerst geringen Bruchteil wird.

Hiervon etwas abweichende Verhältnisse zeigen die Urgranite des Herärängs-Erzgebietes. Skarneisenerze, Skarne und Kalke sind hier der Leptitformation schicht- und linsenförmig eingelagert. Gewöhnlich herrschen diffuse Übergänge gegen den Urgranit. Leptite, Skarne und Erze werden vom Granit in Schollen aufgelöst, wobei die Stratigraphie der Leptitformation an Relikten in die reineren Partien des Granits verfolgt werden kann. Diese Beobachtungen

könnten als Beweis für die BACKLUND'sche Granitisationshypothese angesehen werden. Dagegen spricht jedoch der homogene Charakter der Granite, der sich einstellt, sobald die Fremdeinschlüsse abnehmen. Die Ähnlichkeit der Granite im gesamten kartierten Gebiet ist so groß, daß auch hier eine starke Zufuhr von Granitmaterial angenommen werden muß. Höchstens lokal vermag das aufgenommene Material die Zusammensetzung des Granits merklich zu modifizieren.

Genetisch gleichwertig den Urgraniten sind nach Annahme BACKLUND's die Adergneise von Sörmland — beide durch Granitisation entstanden. Demgegenüber vertritt jedoch MAGNUSSON die Ansicht, daß die Adergneise wesentlich jüngerer Entstehung sind als die Urgranite, denn durch spätere Umwandlung wurden die Urgranite zusammen mit den Gesteinen der Leptitformation in pegmatitisch-schlierige Adergneise überführt. Beachtenswert ist dabei die vom Verf. auf Grund von 19 Gesteinsanalysen und eingehenden mikroskopischen Studien gewonnene Schlußfolgerung, daß jene Adergneisbildung einen mit pegmatitischen Intrusionen in Zusammenhang stehenden, regional metasomatischen Vorgang darstellt. Die „pegmatitisierenden“ Lösungen werden vom Verf. — nicht ganz glücklich — als „pegmatitisch“ und „hydrothermal“ bezeichnet. Ebenso bleibt auch hier noch zu untersuchen, ob nicht auch exsudative Vorgänge zur Deutung der Adergneisbildung herangezogen werden können.

In den Randgebieten des Gneiskomplexes von Södermanland treten starke regionale Umwandlungen auf. Eine weitgehende Verglimmerung der Gesteine ist hier verknüpft mit Beryll-Turmalin-Pegmatitbildung und Kupferkies, Kobaltkies, Pyritabscheidung. Verf. vermutet, daß infolge eines geochemischen Fraktionierungsprozesses diese Metalle innerhalb des Adergneis-komplexes nicht festgehalten werden konnten und daher in den Randgebieten Anlaß zu lagerstättbildenden Metallanreicherungen Anlaß gaben.

Die Gruppe der jungen spätsvionischen Granite steht in engem Zusammenhang mit der Adergneisbildung. Hier finden sich alle Übergänge zwischen, in den tektonischen Bau mit diffusen Grenzen eingebauten Graniten, mit stark variierendem Stoffbestand und deutlich-intrusiven Typen homogenen chemischen und mineralogischen Charakters. Eine Mittelstellung nehmen die an mehr oder weniger resorbierten Bruchstücken des Untergrundes sehr reichen Malingsbo-Granite ein. In ihrer Gesamtheit weisen auch diese eine definierte chemische und mineralogische Zusammensetzung auf, die nur lokal durch Assimilation von Fremdmaterial modifiziert wird. Als Beweis dafür, daß jene Granite durch einen wirklichen Intrusionsakt ihre jetzige Stellung einnahmen, hat auch zu gelten, daß sie eine deutliche Aufwölbung der Gesteine des Intrusionsrahmens bewirkten. Bedeutsame metasomatische Umwandlungen bewirkte der Malingsbo-Granit in angrenzenden Alkaligesteinen. Es findet eine Fraktionierung der Alkalien statt, indem eine innere Zone mit K-Vormacht, eine äußere mit überwiegendem Na zur Ausbildung gelangt.

Als Ursprungsort der Magmen der Urgranite, sowie der spätsvionischen Granite vermutet Verf. eine palingene granitbildende Zone, die nach unten in Zusammenhang mit der Migmatitzone steht. Die Urgranite haben von

dieser palingenen Zone weitere Wege zurückgelegt und sich dabei in basische und saure Typen differenziert, während die gleichfalls stark homogenisierten spätsvionischen Granite einen engeren Zusammenhang mit dem Bildungsort ihrer Magmen vermuten lassen. Im Zusammenhang mit diesen Stoffverschiebungen vermutet Verf. weitere geochemische Fraktionierungsprozesse, die zu Metallanreicherungen und metasomatischen regionalen Umwandlungen führten.

D. Hoeses.

Backlund, H. G.: Zur Granitisationstheorie. Eine Verdeutlichung. (Geol. För. i Stockholm Förh. 60. 1938. 177—200.)

Die wichtigsten Punkte der vom Verf. in seinen Abhandlungen „Der Magmaaufstieg in Faltengebirgen“ und „Die Umgrenzung der Svekofenniden“ dargelegten „Granitisationstheorie“ werden, in Abwehr der Kritik N. H. MAGNUSSON's, hier nochmals herausgestellt.

Die Granitisationshypothese wurde erstmalig von SEDERHOLM auf die finnischen Hangö-Granite angewandt, von denen die älteren Granite migmatitisiert werden. Dabei findet eine Palingenese, d. h. Regeneration der älteren Granite statt. Im Zusammenhang mit diesen Vorgängen wurde der Begriff des granitischen Ichors, des Granitsaftes geschaffen, in dem Alkalien eine besondere Rolle spielen, die vor allem eine Alkalimetasomatose innerhalb der infiltrierten Gesteine bewirken.

Im Gegensatz zu N. H. MAGNUSSON nimmt Verf. für die Urgranite Mittelschwedens, sowie auch für die jüngeren spätsvionischen Granite eine Entstehung durch Granitisation an. Der älteren Granitgruppe fehlen pegmatitische Begleitgesteine, da diese in an Alkalien ungesättigte Gesteine eindringen und alle Alkalien zur Feldspatisation verbraucht wurden. Der Alkaliüberschuß der jüngeren Intrusionen konnte sich dagegen in pegmatitischen Ausscheidungen lokalisieren, da das umgebende Grundgebirge nun an Alkalien bereits gesättigt war. Diese Auffassung wird von MAGNUSSON widerlegt.

Auf Grund der Verteilung der verschiedenen Gesteinsgruppen kommt Verf. zu einer Gliederung des mittelschwedischen Grundgebirges in folgende drei Einheiten: 1. Das Upsalagebiet mit vorwiegenden Tiefengesteinen, Graniten und Tiefenbasiten. 2. Das Sörmlandgebiet mit vielen Gesteinen unsicherer Herkunft, Granatgneisen usw. und wenigen echten Graniten. 3. Das Gebiet von Bergslagen mit den suprakrustalen Vulkaniten der Leptitformation und einem allgemein geringeren Grad der Metamorphose. Im Gegensatz zu dieser Auffassung will MAGNUSSON in den drei kristallinen Einheiten keine primären stratigraphischen Unterschiede anerkennen, sondern erklärt die abweichenden Gesteinstypen und Vergesellschaftungen durch verschiedene Metamorphose und Tiefenstufen.

Die Raumbildung jener ältesten Magmen wurde weitgehend erschwert durch die Zusammenfaltung und Vertikalstellung der alten Sedimente der Svekofenniden. In den höheren Intrusionsniveaus sind Ausweichbewegungen möglich; solange dagegen in den tieferen Zonen die Intrusion sich an das allgemeine tektonische Strukturbild anpaßt oder jene reliktsch durch den Granit hindurchlaufen, entsteht die Vorstellung von einem Ersatz vorex-

stierenden Materials durch Erneuerung unter geringster Raumbeanspruchung und ohne Fortschaffung von vorexistierendem Material.

Mobilisationsvorgänge im Migmatitbereich werden bedingt durch „Volumenzuwachs innerhalb gegebener Räume“. Bei gegebenem Chemismus des Ausgangsmaterials sind bestimmte Mengen von Granitisationsstoff notwendig, um bei den jeweiligen niedrigsten Temperaturen den von Fall zu Fall höchsten, an die Raumbedingungen gebundenen Mobilitätsgrad zu verleihen.

Die Grenzen des Granitisationskontaktes werden bestimmt durch die Temperatur, also durch das Vorrücken der Migmatit- und der Abkühlungsfront (WEGMANN), sowie durch das Granitisationsvermögen des Gesteins. Letzteres ist dargestellt durch die Differenz im Chemismus gegenüber dem Endprodukt der jeweils größten Mobilität.

Ehemalige Anisotropieflächen der Ausgangsgesteine, Schichtflächen der Sedimente usw. stellen wichtige Grenzen der Granitisation dar. Je höher die Temperatur, desto weniger werden die Anisotropieflächen berücksichtigt. Die Adergneise entsprechen Gesteinen mit dichtliegenden Anisotropieflächen, wobei den Quarz-Feldspat-Ausscheidungen nur äußerliche Ähnlichkeit mit echten, pneumatolytischen Pegmatiten zukommt.

Selektives Verhalten verschiedener Ausgangsgesteine bestimmt die Granitisationswirkung weitgehend. Bestimmte Bestandteile des Ichors können fixiert werden, während andere weiterwandern. Die granitischen Emanationen dürfen, wie Verf. betont, mit pneumatolytischen oder hydrothermalen Lösungen nicht gleichgesetzt werden.

Der Immigration von Stoffen bei der Granitisation entspricht endlich auch eine Emigration, deren Umfang und Reichweite jedoch viel schwerer zu schätzen ist. Auch muß mit einer Anreicherung von Substanzen gerechnet werden, die sich im Ausgangsgestein im Zustand extremer primärer oder sekundärer Dispersion befunden haben.

D. Hoenes.

Magnusson, N. H.: Die Genesis der svionischen Granite. Zur Diskussion über die Granitisationstheorie. (Geol. För. i Stockholm Förh. 60. 1938. 285—316. Mit 11 Fig.)

In dieser Abhandlung gibt Verf. eine weitere Begründung seiner Ablehnung der von BACKLUND entwickelten „Granitisationstheorie“ in ihrer Anwendung auf die mittelschwedischen Granite.

Die petrogenetische Stellung der Hauptgesteinsgruppen: Leptitformation, Urgranite, Adergneise und spätsvionische Granite, wird eingehend diskutiert.

Bezüglich der Adergneise von Sörmland betont Verf. nochmals, daß diese als Produkte granitischer Durchtränkung und metasomatischer Umwandlung keine stratigraphische Sonderstellung einnehmen, sondern lediglich als Produkte einer bestimmten Metamorphose anzusehen sind. Sörmland, Uppland und Bergslagen werden von stratigraphisch-äquivalenten Gesteinsserien aufgebaut. Unterschiede bestehen nur in den Proportionen der beteiligten Gesteinsgruppen. So herrschen in Uppland die Urgranite vor, in Bergslagen die Leptite. Urgranite und Adergneise sind, wie vom Verf. schon im vorhergehenden Aufsatz betont, nicht genetisch gleichwertig. Vielmehr steht die Adergneisbildung im Zusammenhang mit einer jüngeren granitischen

Zufuhr, die sich vorwiegend an den Rändern des Gneisgebietes in Gestalt selbständiger Intrusionen lokalisiert. Dies zeigt eine Übersichtskarte der Granit-Gneis-Gebiete des mittleren Schwedens in aller Deutlichkeit. Neben den Adergneisen und den granitisch-pegmatitischen Intrusionen werden — zugleich auch als oberstes Stockwerk einer Tiefengliederung — „gut erhaltene Gebiete“, in denen die beiden ersteren Gesteinsgruppen viel seltener auftreten, ausgeschieden.

Eingehend diskutiert wird die Stellung der pegmatitischen Ausscheidungen innerhalb der Gruppe der Adergneise und Urgranite. Pegmatite fehlen den Urgraniten vollständig — nach Auffassung von BACKLUND deshalb, weil diese Granite in vorwiegend an Alkalien verarmte Gesteine eindringen, an welche die Alkalien gebunden wurden, so daß sich diese nicht in Pegmatiten abscheiden konnten. MAGNUSSON widerlegt dies durch die Feststellung, daß die Urgranite vorwiegend in die unteren, vulkanogenen, an Alkalien reichen Gesteine der Leptitformation eindringen und daß — entgegen der BACKLUND'schen Forderung — Verwitterungssedimente hier nicht granitisiert sind. Durch eine zweite Zufuhr von granitischem Ichor glaubt BACKLUND die Adergneise entstanden. Da die Feldspatiation des Nebengesteins bereits vorher abgeschlossen war, entstanden dabei Überschüsse an Alkali, die sich in Gestalt von Pegmatiten abgeschieden haben. Auch gegen diese Annahme sprechen gewichtige Gründe — vor allem die Tatsache, daß die typischsten Adergneise gerade von Schiefen und Verwitterungssedimenten und nicht von Vulkaniten hervorgebracht werden.

Im folgenden begründet Verf. seine Auffassung bezüglich der Genese der Urgranite, mit der er sich in scharfem Gegensatz zur BACKLUND'schen Granitisationstheorie befindet. Dieser nimmt an, daß die Urgranite Mittelschwedens entstanden durch Granitisation von Gesteinen der Leptitformation unter der Einwirkung von „granitischen Emanationen“. Die Homogenität der Urgranite wird dabei gedeutet durch homogenen Charakter der Ausgangssedimente.

Daß diesen Auffassungen BACKLUND's geringe Wahrscheinlichkeit zukommt, zeigt Verf. an Hand eines Überblicks über die stofflichen Verhältnisse der drei Gesteinsgruppen: der Leptite, der Urgranite und der spätsvionischen Granite. Auf der Grundlage eines reichlichen Analysenmaterials werden in 10 Diagrammen je ein Paar von NIGGLI-Werten dargestellt. Dabei zeigt sich, daß, während die Analysenpunkte der Leptitgesteine — auch der metasomatisch veränderten — innerhalb eines sehr weiten Bereiches streuen, die Urgranite stets in ein wohlumgrenztes Feld fallen, während die Punkte der spätsvionischen Granite sich innerhalb dieses Feldes in einem noch engeren Bereich häufen. Diese klaren stofflichen Verhältnisse sprechen zugunsten der vom Verf. vertretenen Anschauung. Zu klären sind nun noch die im großen vorhandenen chemischen Beziehungen zwischen den Gliedern der Leptitformation und den Urgraniten. Eine Assimilation von Leptitmaterial als generelle Erklärung schaltet aus, da, wie vom Verf. schon im vorangehenden Aufsatz gezeigt, die Granite durch Assimilation von Leptitmaterial nur lokal verändert werden. Ebenso muß auch eine Bildung der Granite durch Aufschmelzung von Leptitmaterial in der palingenen Zone abgelehnt werden, da bei dem engen räumlichen Zusammenhang von Leptiten und Graniten

diesen keine Möglichkeit zur Homogenisierung bleiben würde. Da auch die Granitisationstheorie hier nicht anwendbar ist, bleibt nach Ansicht des Verf.'s nur noch folgende Deutung: Leptite und Urgranite sind aus der gleichen Magmenquelle abzuleiten; innerhalb der großen Eruptivgesteinsprovinz von Bergslagen können kleinere Gebiete unterschieden werden, wo die stofflichen Zusammenhänge beider Gesteinsgruppen intensiver sind. Die starke Aufteilung der Leptitformation in chemische extreme Typen glaubt Verf. entstanden durch Differentiationsvorgänge innerhalb einer oberen komplizierten, an Gasen angereicherten Zone des großen Magmenbassins.

Bezüglich der orogenetischen Stellung der Urgranite nimmt BACKLUND eine Intrusion in bereits stark zusammengefaltete Serien der Leptitformation an und folgert daraus starke Widerstände, die sich der Intrusion entgegenstellten. Im Gegensatz hierzu betont Verf., daß die Urgranite in einer wesentlich früheren Periode in noch nicht umgewandelte Vulkanite, Tuffe und Sedimente der Leptitformation eindringen und dabei nur geringe Widerstände zu überwinden hatten. Die Faltung und Umkristallisation des gesamten Komplexes erfolgte gleichzeitig mit der Intrusion der Urgranite.

D. Hoenes.

Guimarães, Djalma: Das Problem der Granitbildung. (Chemie der Erde. 12. 1938. 82—94. Mit 4 Abb.)

Verf. legt in diesem Beitrag zur Frage der Granitbildung besonderen Wert auf die Mitwirkung von metasomatischen, „pseudomorphosierenden“ Prozessen bei der „Granitisation“. Die Tatsache, daß die granitischen Gesteine die basischen Gesteine um etwa das 20fache (nach Angabe von DALY) übertreffen, erschwert eine Ableitung der Granite durch Kristallisationsdifferenziation aus basischen Ausgangsmagmen weitgehend. Die Annahme einer Granitentstehung durch „Granitisation in situ“ bildet hier einen Ausweg.

Nach Ansicht des Verf.'s werden die weitgehenden Stoffverschiebungen und metasomatischen Umsetzungen, die den Granitisationsvorgang darstellen, ermöglicht durch die Anreicherung der leichtflüchtigen Bestandteile des Magmas. Wie bereits V. M. GOLDSCHMIDT, NIGGLI und FENNER gezeigt haben, bewirkt diese intensive Migrationsvorgänge unter den Elementen der Restmagmen.

Als Folge der Anreicherung der leichtflüchtigen Bestandteile wird hier angesehen: Die Mobilisierung des CaO und die damit zusammenhängende Alkalisierung des in Bildung begriffenen Plagioklases. Andererseits macht sich eine starke Tendenz zur Fixierung von Na₂O im Plagioklas bemerkbar und als Folge hiervon eine K₂O-Anreicherung in den Restmagmen. Ebenso findet auch eine Eliminierung des CaO durch Bindung an Apatit, Titanit, sowie durch Karbonatbildung statt. Bereits zu Beginn der Fixierung von OH, d. h. während der Amphibol- und Biotitabscheidung, erfolgt eine SiO₂-Anreicherung in den Restmagmen. (?)

Im Augenblick der Abfiltrierung und Abspaltung der Gase in das Nebengestein herrschen demnach folgende Elemente in den Restlösungen vor: SiO₂, K₂O, Al₂O₃ und etwas Na₂O und CaO. Die metasomatischen Umsetzungen in den infiltrierten Gesteinen treten, wie vom Verf. bereits früher gezeigt wurde,

in den brasilianischen Graniten und Gneisen in einer weit verbreiteten Mikroklinisierung in Erscheinung. In fluidaler Umgebung, d. h. bei saurem Charakter der leichtflüchtigen Bestandteile, sind Orthoklas und Mikroclin stabil, in einer Umgebung mit alkaliner Tendenz dagegen Albit.

Auf Grund der Substitutionsvorgänge bei der Granitisierung werden nun auch gewisse Elemente des Ausgangsgesteins mobilisiert und wandern nach höheren Teilen der Erdkruste. Dies gilt nach Ansicht des Verf.'s nicht nur für Na und Ca, sondern auch für den größten Teil der in den Ausgangsgesteinen dispers verteilten erzbildenden Metalle und Nichtmetalle. Wie weit die Ansicht des Verf.'s zu Recht besteht, daß in Zusammenhang mit solchen Herauslösungs- und Migrationsvorgängen auch lagerstättenbildende Metallanreicherungen möglich sind, bedarf noch eingehender Prüfung. Es sei aber darauf hingewiesen, daß für die mittelschwedischen Gneisgebiete von N. H. MAGNUSSON eine Lagerstättenbildung durch solche regionalen geochemischen Migrations- und Fraktionierungsvorgänge wahrscheinlich gemacht wird.

Abschließend werden die sehr ausgedehnten migmatitischen Gesteine der näheren Umgebung von Rio de Janeiro kurz gekennzeichnet. Für alle brasilianischen Granite wird in wohl etwas zu weit getriebener Verallgemeinerung paläogenetische Entstehung angenommen.

D. Hoenes.

Iwao, Sh.: Quartzose biotite schists from the Yanai District, a study in mineralization. (Japan. Journ. Geol. Geogr. 15. 1938. 105 bis 124.)

Es wird ein Gebiet von Biotit- und Quarzbiotitschiefern genauer petrographisch beschrieben, das inmitten eines Granits sich befindet. Das Ursprungsgestein war ein kieseliges Sediment, das tonigen Gesteinen paläozoischen Alters zwischengelagert war. Nach der Granitintrusion bildete sich durch thermischen Kontakt ein extrem feinkörniges Gestein aus Quarz, Glimmer und Feldspatzwischenmasse. In dieses drangen nacheinander verschiedene leichtflüchtige Bestandteile aus dem Granitmagma. Es entstanden so Quarzgänge und Quarzporphyroblasten. Je näher dem Kontakt, um so stärker wurde das vorher feinkörnige Gestein in ein grobkörniges Gemenge von Quarzporphyroblasten umgewandelt, in denen noch Relikte der früheren Mineralien in der früheren Lage zu sehen sind. Im unmittelbaren Kontakt erfolgte dazu noch eine Injektion von Quarz, die die Porphyroblasten wieder aufzehrte. Solche Porphyroblasten mit Reliktgefüge kommen häufig in Granitapliten vor und Verf. möchte sie als Zeichen dafür ansehen, daß diese Apliten z. T. durch Granitisation der umliegenden Nebengesteine entstanden sind.

H. Schneiderhöhn.

Thermische Kontaktmetamorphose. Einschlüsse und Auswürflinge.

Kalb, Georg: Beiträge zur Kenntnis der Auswürflinge des Laacher-See-Gebietes. IV. Sanidinite, deren Bildung einem nephelinsyenitischen Magma zuzuschreiben ist. Zusammen mit MAXIMILIANE BENDIG. (Decheniana. 98. A. 1938. 1—11. Mit 8 Abb. auf 4 Taf.)

Verf. behandelt Sanidinite, deren Bildung einem phonolithischen (bzw. nephelinsyenitischen) Magma zuzuschreiben ist, wobei er folgende drei Untergruppen unterscheidet: 1. Noseansanidinite oder Nephelinsyenitpegmatite. 2. Ägirinaugitsanidinite oder Fenite. 3. Skapolithsanidinite oder Hüttenbergite. Die Auswürflinge der einzelnen Gruppen werden beschrieben, ihre genetische Deutung gegeben.

Unter den Namen Noseansanidinit oder Nephelinsyenitpegmatit werden alle Auswürflinge zusammengefaßt, die bisher als nosean-, nephelin-, cancrinit-führende Auswürflinge, als Noseangesteine, Noseansanidinite, Noseanite, Nosean-, Nephelin-, Cancrinit-, Calcitsyenite, Calcitpegmatite, Karbonatite usw. aus dem Laacher-See-Gebiet beschrieben worden sind. Sie werden als primär pneumatolytische Gangbildungen angesehen oder als unveränderte Tiefengesteine, während sie BRAUNS als Bruchstücke von nephelinsyenitischen Tiefengesteinen ansah, die durch spätere pneumatolytische Beeinflussungen eine Veränderung erfahren haben. Nach des Verf.'s Einteilung fallen in diese Gruppe auch die Karbonatite (mit primärem Kalkspat), die nach des Ref. Meinung neben den Noseansaniditen eine besondere Bezeichnung und Heraushebung finden müßten, denn sie enthalten, wie die Mineralzusammensetzung des Skapolithkarbonatits vom Dachsbusch zeigt, keinen Nosean und keinen Sanidin, sondern nur Kalkspat (67%), Skapolith (23%), Ägirinaugit, Kalkgranat (10%).

Die Bezeichnung eines kalkspatführenden Auswürflings aus den Phonolithuffen bei den Rodderhöfen als Calcit *ledmorit* findet Ref. als unberechtigt, sowohl der Mineralzusammensetzung als auch dem Chemismus nach; er ist hier abzulehnen. Die chemische Zusammensetzung wird angegeben mit: SiO₂ 32,70, TiO₂ 1,40, ZrO₂ 0,02 (spektroskopisch), Al₂O₃ 12,99, Fe₂O₃ 6,12, FeO 3,31, MnO 0,41, MgO 2,10, CaO 19,13 SrO 0,67, Na₂O 5,32, K₂O 4,28, H₂O—0,10, H₂O+ 0,94, P₂O₅ 0,62, CO₂ 8,17, Cl 0,14, SO₃ 1,34, V₂O₅ (spektroskopisch) 0,11, NiO (spektroskopisch) 0,001, Summe 99,87%.

In der Gruppe der Ägirinsanidinite oder Fenite werden 2 Parafenite (d. h. aus Schiefen entstandene Fenite) näher gekennzeichnet. Die Analysen sind unter I und II angeführt. Was die genetische Deutung dieser Sanidinite anbelangt, so entspricht sie der von BRAUNS gegebenen, ohne daß dies besonders vermerkt ist. Neu ist die Vermutung, daß das noseansanidinitische Magma bei der Injektion in die schieferigen Gesteine Bruchstücke von Schiefen mit rotem Granat assimiliert hat.

Die dritte Gruppe der vom Verf. dargelegten Sanidinite umfaßt die Skapolithsanidinite, die sich hauptsächlich in den Trachyttuffgruben zwischen Hüttenberg und dem Basaltschlackenkegel Dachsbusch befinden, und deshalb, wohl überflüssig, als „Hüttenbergite“ bezeichnet werden. Der Mineralgehalt dieser Sanidinite wird mitgeteilt, ebenso mehrere neue Analysen (III und IV).

Zum Schluß wird ein kurzer Überblick über die Vorgänge im Untergrunde des Laacher-See-Gebietes, die zur Bildung der als Auswürflinge vorliegenden Gesteine führten, gegeben. Es werden 8 Bildungsstadien unterschieden, wobei das letzte, die kausische Metamorphose durch den Laacher Trachyt

	I.	II.	III.	IV.
SiO ₂	60,08	67,23	51,14	40,58
TiO ₂	0,70	0,28	0,74	0,69
ZrO ₂ *	0,01	0,02	0,02	0,05
Al ₂ O ₃	16,76	13,04	16,85	12,83
Fe ₂ O ₃	2,76	3,61	4,31	3,59
FeO	2,94	1,23	1,87	3,03
MnO	0,12	0,31	0,51	0,46
MgO	2,91	0,79	1,42	1,87
CaO	0,49	1,24	15,95	19,17
SrO	0,01	0,02	—	—
BaO	0,10	0,01	—	—
Na ₂ O	7,07	5,16	4,52	4,26
K ₂ O	5,31	6,55	1,06	3,83
H ₂ O ⁻	0,07	0,04	0,05	0,18
H ₂ O ⁺	0,48	0,16	0,08	0,49
P ₂ O ₅	0,06	0,07	0,79	1,31
CO ₂	—	—	—	5,62
Cl	—	0,04	—	—
SO ₃	—	0,03	0,35	1,87
F	—	—	0,12	—
Cr ₂ O ₃ *	0,02	0,01	—	0,003
V ₂ O ₃ *	0,017	0,012	0,02	0,044
NiO*	0,015	0,001	0,001	0,002
CoO*	0,002	—	—	—
Summe	99,92	99,85	99,81	99,88

* Spektroskopische Bestimmungen von E. PREUSS.

als „Pyrometamorphose“ gekennzeichnet werden soll, ohne hierbei Bezug zu nehmen, daß bereits BRAUNS diese besondere kaustische Metamorphose im Laacher-See-Gebiet mit dieser Bezeichnung belegt hat. **Chudoba.**

Winter, H.: Über einen Einschluß in der Basaltlava von Daun. (Decheniana. 97. A. 1938. 47—50. Mit 3 Abb.)

Die chemische Zusammensetzung der Basaltlava des „Firmerrichs“ bei Daun, die unter I wiedergegeben ist, steht im Vergleich mit dem Chemismus des Einschlusses (II), der als Felsquarzit bezeichnet wird.

	I.	II.		I.	II.
SiO ₂	41,73	90,64	K ₂ O	4,10	0,08
TiO ₂	3,57	0,01	Na ₂ O	5,10	0,31
Al ₂ O ₃	10,92	2,24	SO ₃	0,00	0,21
CaO	14,22	1,76	P ₂ O ₅	1,02	0,13
MgO	4,08	0,72	H ₂ O	0,08	0,16
FeO	9,52	0,50	Glühverlust . .	1,65	1,50
Fe ₂ O ₃	3,57	1,92	Summe	99,76	100,18
MnO	0,20	Spur			

Dichte I 3,120

Dichte II 2,567

Der Einschluß wurde mit einem Silicastein bezüglich des Mineralgehaltes verglichen. **Chudoba.**

Blitzgesteine.

Fischer, Walther: Eine Blitzröhre aus dem Geschiebekies vom Lichteberg bei Sörnewitz, Amtshauptmannschaft Oschatz, Sachsen. (S.B. Isis Dresden. Jg. 1936/37. Dresden 1938. 51—53. Mit 2 Taf.)

1935 wurde von H. DENGLER im Geschiebesand und -kies am Lichteberg bei Sörnewitz eine Blitzröhre ausgegraben und dem Museum für Mineralogie und Geologie in Dresden überwiesen. Die Röhre, deren Gesamtlänge, ohne Krümmungen gemessen, 99 cm beträgt (ohne Ende des einen Zweiges), zeigt entsprechend der Wechsellagerung grober Kiese mit feinkörnigen und tonigen Lagen einen mannigfaltigen Wechsel der Ausbildung. Bis 4 cm große Kiesel sind mit angefrittet; der Hohlkanal ist mit blasigem, weißem bis grauem Glasfluß überzogen. Hinweise auf ähnliche Röhren werden gegeben. **Ref. d. Verf.'s.**

Regionale Petrographie.

Deutsches Reich.

Westdeutschland.

Schottler, Wilhelm: Der Vogelsberg. (Notizbl. hess. geol. Landesanst. Darmstadt 1937. V. F. H. 18. 2—86. Mit 1 geol. Querschnitt, 1 Skizze d. Bauelemente u. 2 Abb.)

Zusammenfassende Rückschau über die Forschertätigkeit des 1932 verstorbenen Verf.'s, herausgegeben von seinem Sohn. Die Arbeit, für den Tertiärband der Stratigraphie Deutschlands bestimmt, liegt hier in größerer Ausführlichkeit vor, als sie dort voraussichtlich erscheinen wird. Der Hauptwert ist naturgemäß auf den Vulkanismus gelegt, dessen Ablauf und Ergebnisse eingehend geschildert werden.

Stützel.

Ahrens, Wilhelm: Das zeitliche Verhältnis der jüngsten Rheinterrassen zum Laacher Bimssteinausbruch. Bemerkungen zur Arbeit von R. STICKEL: Die genetische Gliederung und geochronologische Einstufung der Niederterrassenaufschüttungen am Mittel- und Niederrhein. (Decheniana. 97. A. 1938. 51—56.)

Fehldeutungen, die STICKEL (Decheniana. 93. 1936. 351—368) im Bestreben, Klarheit in der Anwendung der Begriffe „Niederterrasse“, „Inselterrasse“ usw. unterlaufen sind, werden richtiggestellt, indem Verf. auf Beobachtungstatsachen im Zusammenhang mit dem Laacher Bimssteinausbruch verweist.

Chudoba.

Mosebach, Rudolf: Petrographische Studien im Kristallin des Spessarts. 4. Untersuchungen an Feldspäten des kristallinen Spessarts. (Senckenbergiana. 20. Frankfurt a. M. 1938. 346—363. Mit 1 Abb.)

Im Kristallin des Spessarts sind Gesteine mit großen Alkalifeldspäten häufig; sie werden teils als porphyrische Einsprenglinge, teils als Porphyroblasten oder Einschlüsse bezeichnet. Sie finden sich als früh kristallisierte Mineralien erster Generation in den porphyrischen Abarten des Hauptgneises. Ferner trifft man sie im Augengneis, der als petrographische Fazies der Diorit-

Gneis-Stufe des kristallinen Spessarts zu betrachten ist, sowie in den lamprophyrischen Gängen des Spessartkristallins, hier in bis 6 cm großen Individuen. Da für das Auftreten dieser großen Feldspäte in der Literatur eine Reihe voneinander abweichender Auffassungen geäußert worden sind, wurden neue Analysen dieser Feldspäte angefertigt und versucht, durch die chemische und optische Untersuchung die genetischen Fragen zu klären. Es wurden analysiert: Kalifeldspat-Einschlüsse aus dem Kersantit vom Gailbachtal, große Kalifeldspatindividuen aus dem Augengneis vom Gailbachtal und Grauberg bei Aschaffenburg, pegmatitische Kalifeldspäte aus dem Gebiet des Granitgneises vom Wendelberg bei Haibach und von Eckartsmühle.

Die chemische Zusammensetzung der Kalifeldspäte aus dem Kersantit von Gailbach ist im Mittel: 62,01 Mol.-% Or, 31,93 Mol.-% Ab, 6,06 Mol.-% An oder 65,19 Gew.-% Or, 31,63 Gew.-% Ab, 3,18 Gew.-% An. Der An-Gehalt beruht z. T. auf heterogenen Einschlüssen von Plagioklas, entsprechend ein gewisser Prozentsatz des Ab. Die optischen Eigenschaften dieses Kalifeldspates werden eingehend dargestellt. Die chemischen Analysen der porphyrischen Augengneisfeldspäte ergaben Unterschiede gegenüber den Orthoklasen der Kersantite. Hier hatten die Analysen folgendes Ergebnis: 72,28 Mol.-% Or, 22,14 Mol.-% Ab, 5,58 Mol.-% An bzw. 75,35 Gew.-% Or, 21,75 Gew.-% Ab und 2,90 Gew.-% An. Demnach dürften beide Feldspäte nicht auf einen gemeinsamen Ursprung zurückgeführt werden dürfen. Auch die optische Untersuchung zeigte deutliche Unterschiede der beiden Feldspäte. Daß hier in den Augengneisfeldspäten zerspratzte Pegmatitfeldspäte vorliegen, wie dies KLEMM erwog, ist unwahrscheinlich. Das erwiesen die neuen Analysen dieser Feldspäte, die im Mittel der Zusammensetzung 74,32 Mol.-% Or, 22,88 Mol.-% Ab und 2,81 Mol.-% An ergaben. Die optische Untersuchung wies hier eindeutig auf Mikroklin hin. Die chemische Zusammensetzung der Kalifeldspäte der Pegmatite ist deutlich auch von der der Lamprophyre unterschieden.

Die Kersantit-Orthoklase entstammen wahrscheinlich einer sauren Schmelze, die sich mit einem basischen Schmelzfluß gemischt hat. Granitporphyre mit porphyrischen Orthoklasen sind im Spessart bisher noch nicht aufgefunden worden, wohl aber treten sie neben den Lamprophyren im Odenwald auf. Die Feldspäte eines solchen Odenwälder Granitporphyrs (von Ernsthofen) wurden daher zum Vergleich mit den Orthoklaseinsprenglingen der Spessart-Lamprophyre herangezogen, wozu neue Analysen angefertigt wurden. Der Orthoklas des Ernsthofener Granitporphyrs ist überraschend reich an Ab. Chemisch ähnelt er dem Kalifeldspat der Spessart-Lamprophyre weit mehr als den Feldspäten der den Lamprophyren benachbarten Gesteine. Demnach ist die Ableitung der Kalifeldspäte, Quarze und Plagioklase der Spessart-Lamprophyre aus einer Vermischung einer sauren Schmelze, in der diese Mineralien als Frühausscheidungen am Zeitpunkt der Vermischung schon vorhanden waren, durchaus wahrscheinlich. — Abschließend werden die optischen und chemischen Verhältnisse eines Plagioklases aus einem Pegmatit des glimmerreichen schiefrigen Gneises und aus dem Gneis selbst besprochen.

W. Häntzschel.

Mitteldeutschland.

Habenicht, Kurt: Diabasneuigkeiten. (Beiträge z. Geologie v. Thüringen. 4. Jena 1936. 100—122 u. 156—164. Mit 5 Abb.)

Die Arbeit vermittelt die Kenntnis einer großen Reihe von Vorkommen bisher unbekannter oder auffallender Varietäten von Diabasgesteinen aus dem vogtländisch-fichtelgebirgischen Bereiche. Das Referat kann nur in Kürze die einzelnen Kapitel berühren, die auch ganz spezielle Fundortangaben für Exkursionen geben.

1. Zwischen Schwarzenbach a. d. Saale und Martinlamitz tritt, offenbar als Ausgehendes eines Ganges im Untersilur, in dicken, diskusförmigen Knollen ein ausgesprochen augitporphyrischer Diabas auf (analog dem Augitporphyrat der Seiser Alpe), dessen plagioklasarme, feinstophtische Grundmasse meist zurücktritt gegen die Fülle kurzer, dicker Augitsäulchen (2 mm groß). Farbe mehr dunkelgrün als schwarz; schalig ablösende Verwitterungsrinde braun.

In den Tuffbreccien des Raithelschen Grünsteinwerkes am Vogelherd bei Hof-Neuhof sind neben Kalk- und Chloritmandeldiabasen und Diabas-Plagioklas-Porphyriten auch Brocken eines Diabas-Augit-Porphyrits enthalten, der gegenüber dem Schwarzenbacher Gestein durch porphyrisch eingesprengte Plagioklastäfelchen und etwas hellere Gesamttonung ausgezeichnet ist; die Augite sind infolge fortgeschrittener Chloritisierung stumpfer, aber ebenfalls reichlich vertreten.

2. Am Einschnitt der Straße Ölsnitz i. V.—Schönbrunn hat bei Schönbrunn dunkler Tonschiefer des oberen Mitteldevons am Kontakt mit Kalkmandeldiabas teils Verhornung, teils Adinolisierung erfahren. Prachtvoll gebänderter Desmosit gleicht dem Desmosit im oberdevonischen Brockentuff am Schottenhammer (Strecke Naila—Schwarzenbach). Anschließend bei Schönbrunn eine Wand typischen Diabas-Plagioklas-Porphyrits, in dessen braun zersetzter Grundmasse große Plagioklaskristalle schwimmen. Im gleichen Einschnitt dicke Bänke von unterculinischen, grobstückigen bzw. schuppig-schieferigen Grauwackenkonglomeraten mit Tonschiefer-, Quarzit- und Diabasanteilen. Auch säulenförmig abgesonderte Diabase treten auf, doch sind diese am schönsten am Kneiselspöhl beim Tannenhof (Plauen—Syräu).

3. Ein gabbroidisch-feinkörniger Diabas aus kurzen, dicken Augitsäulchen, zurücktretenden Plagioklastäfelchen und Leukoxen von der „Burg“ in Neuensalz i. V. liefert einen Ersatz für schwarze nordische Titaneisendibase, der ruhiger wirkt als die hellgefleckten Proterobase der Passauer Gegend und der Oberlausitz.

4. Der grobkörnige Diabas am Doktorhübel bei Tauschwitz—Plauen i. V., der in seinem Gefüge vom Gabbroid bis zur groben Mischung von Ophit- und Gabbrogefüge schwankt, ist durch dichte Schlieren von mehr als Zollbreite ausgezeichnet (Schlierendiabas).

5. Bleiche, einsprenglingsarme Blöcke eines gabbroidisch-feinkörnigen Diabases vom Boblitzteich zwischen Schwand und Dehles i. V. sind als Saussuritdiabas zu bezeichnen: Augite z. T. in Strahlstein übergehend,

Plagioklasleisten durch feinkristalline Nester von Zoisit und Granat (?) ersetzt; dazu treten einzelne, wohl sekundäre Quarzkörner und eine dunkle Serpentinmasse. Vielleicht ist die Saussuritisierung mit einem Granitkontakt in Verbindung zu bringen, dessen Vorhandensein auch das nächste benachbarte Vorkommen vermuten läßt.

6. Am Deichselberg bei Weischlitz treten Blöcke eines sehr feinkristallinen bis dichten, quarzkeratophyrfarbig braun epidotisierten Diabases auf, der durch zahlreiche bis haselnußgroße Milchquarzbrocken und durch frische fleischrote Orthoklaskristalle gefleckt ist. U. d. M. feinophitisches Gefüge erkennbar; Augitformen kaum erhalten und bündelweise zerfasert, die porösen Quarze von Epidot durchzogen, begleitet von Chloritputzen. Vermutlich sind Quarze und Orthoklase aus einem voroberdevonischen sehr grobkörnigen Granit aufgenommen und Chlorit als Umwandlungsprodukt von einstigem Glimmer aufzufassen.

7. Unterhalb Bahnhof Loitzsch und nahe Quingenberg, nordwestlich Zeulenroda, treten helle Diabase auf, deren wirrstrahlig durcheinanderliegende Plagioklase zersetzt, deren meist spärliche Augite chloritisiert sind. Teilweise erscheinen sekundärer Quarz und Eisenerzkörner. Das Äußere teils augitfleckig, teils rußig gesprenkelt. Die hellen Plagioklase herrschen stark vor gegenüber den dunklen Gemengteilen. Ähnlich war der fast nur aus Plagioklas bestehende, ganz helle, gabbroidisch grob- bis mittelkörnige Diabas mit spärlichen chloritisierten Augiten an der Stuhlleite in der Bleilochsperre bei Saalburg.

8. Im Sorgwaldbuch bei Greiz ist der dunkle, feinophitische, pyritreiche Diabas teilweise an einer Kluft gebleicht und in ein körniges Karbonatgestein umgewandelt, stark von Kalkspatadern durchsetzt. In der Grundmasse noch wirrstrahlige Reste der Plagioklase erhalten, daneben ein Gewirr von Braunspat, Wolken von Chlorit (?) und einzelne Quarzkörner.

9. An der neuen Straße Saalburg—Pöritzsch wurde ein neues Vorkommen von typischem Perldiabas mit stecknadelkopfgroßen Plagioklas-kügelchen gefunden.

10. Am Johannisberg bei Voigtsberg i. V. treten Blöcke eines bläulich- bis bräunlichgrauen, dichten, an den benachbarten Quarzkeratophyr erinnernden Quarzmandelaphanits auf, dessen Quarzmandeln durch eine Chlorithülle als schwarze Punkte hervortreten. In feinstophitischer Grundmasse aus Plagioklasleisten in Zwischenfeldern chloritisierte Augite und Erzkörner in entglaster Zwischenmasse; Risse und Sprünge mit Quarz gefüllt: ein blasiger Aphanit (Spilit), dessen Mandeln sekundär mit Quarz gefüllt worden sind.

11. Am Schwarzbachufer bei Spielmes enthält ein sericitisch mattschimmernder Diabastuffschiefer in feinkristallinen Marmor umgewandelte Kalklagen bis zu 1 cm Dicke.

12. An der Reichsautobahn bei Görkwitz, nordwestlich Schleiz, zeigt der matte, feinstkörnig bis dichte Diabasbändertuffit (LIEBE'S „Hauptschiefer des Mitteldevons“) prachtvolle Bänderung in fast schwarzen bis hellbraunen Tönen.

13. Sehr farbenprächtig ist ein Diabasaphanitbrockentuff vom Burgstdel bei Unterneundorf, westlich Plauen i. V., in dessen fluidaler Tuffmasse (mit zahllosen Splintern durchsetzt) Brocken teils sehr heller, vorwiegend dunklerer augitporphyrischer und zumeist aphanitischer Diabase liegen.

14. Als Diabasaphanitscherbenbreccien werden die Diabasexplosionsbreccien am Hinteren Plattenberg bei Krebs, nahe Cossengrn, und im Grnsteinwerk Rentzschmhle bezeichnet, deren helle Brocken vorwiegend konkavbogig begrenzt und von einem hellen Saum umzogen sind, so daß das Bild eines Scherbenhaufens entsteht. Die hellen Säume sind nachträglich durch Entzug des Epidots entstanden.

15. Im Steinbruch am Heiteren Blick an der Staatsstraße Plauen—Elsterberg bei Steinsdorf führt eine Diabasbreccie in konglomeratischer Randausbildung bis kopfgroße Gerölle eines Hornblendebiotitgranits (Granit-Diabas-Konglomerat).

16. Nahe Leimitz bei Hof bestanden bis kopfgroße Kugeln aus pikrithnlichem, schwarzem, feinkörnigem Titaneisendiabas von außergewöhnlicher Frische, anscheinend aus dem Ausgehenden eines Ganges, der zum Gangfolge des Fichtelgebirgsgranits zu stellen sein könnte.

17. Am Pyratallhang in Gottesberg bei Falkenstein i. V. wurde ein Gang von lamprophyrischem, olivinfhrendem Diabas-Labrador-Porphyr, 1 m mächtig, fast saiger, sdsudstlich streichend mit leichtem Einfallen nach SW entdeckt, dessen Gestein u. d. M. in feinophitischer Diabasgrundmasse große Labradore (durch Epidot getrübt, z. T. in Kalkspat umgewandelt), streifige Biotite mit Eisenerzkrnchen, Augite (z. T. mit Magnetitkranz), Magnetit in großen Körnern, Olivinformen voll Karbonatkörner und mikroporphyrischen Plagioklas zeigt. Bis 5 cm lange Nester von Orthoklas und Plagioklas mit guten Biotiten stammen wohl aus einem durchbrochenen Tiefengranit.

An der benachbarten Knigshhe bei Gottesberg wurde ein weiterer brauner, kersantithnlicher, jedoch stark zersetzter Lamprophyr auf 300 m Ganglänge festgestellt.

18. In mittelophitischem Diabas am Bahnhof Schuptitz traten 1934 zolldicke Gänge von Augitsphrolith auf, fast schwarz, Grundmasse basaltisch dicht, mit wawellithnlichen Kügelchen von 4—7 mm Durchmesser erfüllt. Die Sphäroide haben einen dunklen Kern und von ihm ausgehende, nach außen immer heller werdende Strahlen, die teils chloritisiert, meist die Augitfarbe im polarisierten Lichte zeigen. Die Zwischenmasse besteht aus feinkörnigem Augit und viel Erz mit Quarzkörnchen; Plagioklas tritt ganz zurück. Vielleicht handelt es sich um einen diabasischen Nachschub, falls nicht an einen Lamprophyr eines unbekanntem Tiefengranits zu denken ist.

19. Die Schiefer des Sorgwaldbruches bei Greiz (vgl. Nr. 8!) zeigen auffallende Unterschiede der Phyllitisierung auf engstem Raume nebeneinander, bedeutsam für den Wert der Ableitung von Altershorizonten aus dem Phyllitisierungsgrade: a) normaler, allenfalls halbphyllitischer, dickschieferiger hellgrugrner Phykodenschiefer; b) normaler, hell-

grünlichgrauer Phyllit; c) gelblichweißer, nicht sandiger, mattschimmernder Sericitphyllit; d) feinkristalliner, hellölgrüner, etwas fettglänzender Sericit-Epidot-Quarzit-Phyllit, dünn- bis dickschieferig; e) dunkelgrüngrauer Chlorit-Epidot-Quarzit-Schiefer, feinkristallin, dickschieferig bis plattig, lokal in hornigen Sericit-Epidot-Quarzit-Schiefer übergehend. Es liegt also ein rhythmischer Wechsel genetisch gleicher Sedimente als Ausgangsmaterial vor.

Der feinkörnige, hier abgebaute Diabasgang hat im Kontakt folgende Veränderungen des Schiefers hervorgerufen: Der Sericitquarzit ist verhornt, Dünnschieferigkeit wird durch Dickplattigkeit abgelöst, ein gebänderter Hornphyllit ist das Endprodukt am Kontakt, dessen Wirkung bis auf 4 m in den Schiefer hineinreicht. Innerhalb der Hornphyllitzone ist es zur Knötchenbildung gekommen: Im Quarzitschiefer sind sie nur klein, im mehr tonigen Phyllit schon mit bloßem Auge erkennbar.

20. Am Hirtenpöhl ist der dunkelgraubraune Tonschiefer der Tentakulitenstufe stark verhornt, mit 1 mm großen Knötchen besetzt und führt massenhaft kleinste weiße Glimmerblättchen. Die Verhornung und Knötchenbildung ist als Kontaktwirkung des benachbarten Kalkmandeldiabetes aufzufassen, während die Verglimmerung in ihrer Einzigartigkeit im Vogtlande nicht sicher auf diese Kontakteinwirkung zurückzuführen ist.

Ein feinstpunktierter, fast mikropilositischer Hornschiefer ist in Hartmannsgrün bei Treuen i. V. durch Kontaktwirkung eines später uralitisierten Diabasganges aus oberkambrischem Tonschiefer hervorgegangen.

21. Am Bahnhof Schüptitz bei Hohenleuben hat der mittel-, in Schlieren strahlig- bis gabbroidgrobkörnige Diabas auf relativ große Entfernung hin (bis zu 20 m verfolgsbar) den Tentakulitenschiefer in Knötchenschiefer und Hornspilosit umgewandelt.

22. Am Nußpöhl bei Oberhermsgrün, südlich Ölsnitz i. V., hat der Tonschiefer am Diabaskontakt seine hellgraugrünliche Farbe behalten, hat aber seine Spaltbarkeit restlos eingebüßt und bricht nur noch in Platten.

Im Ockerkalk am Gunzenberg an der Straße Möschwitz — Pöhl haben zwei Diabasgänge sandigen Tonschiefer und die anschwellenden Schieferfasern verhornt und anscheinend auch die Kalklinsen gehärtet und vor dem ockerigen Zerfall geschützt. Knötchenbildung wurde nicht beobachtet.

23. Am Seminar in Auerbach i. V. sind Gänge von geschiefertem und chloritisiertem Diabas fest verbunden mit verhorntem, hellem Phyllit (Hornphyllit). Kontaktbreccien aus Diabas und diabasinjiziertem Hornphyllit sind bekannt.

24. Der zwischen den Diabasen der Geyersleite am Triebtalhang bei Altensalz i. V. aus Tentakulitenschiefer entstandene Adinol hat die feinen Linien der Schieferung auf dem Querbruch erhalten und ist nicht rein massig geworden.

25. Den höchsten Grad der Verhornung zeigen Adinoleinschlüsse von Loitzsch, Tirschendorf und von der Stuhlleite, die z. T. fast Feuersteinsplittern gleichen.

26. Am Bahnhof Loitzsch hat der Kalk der Tentakulitenstufe am Diabaskontakt im Querbruch gebänderten Kalksilikathornfels und im Querbruch gebänderten, stark kieselsäurehaltigen, zähen feinkristallinen Dolomit als Umwandlungsprodukte geliefert.

27. Am Ruinenberge in Liebau i. V. tritt in den steil aufgerichteten, mächtigen Tentakulitenkalkplatten massenhaft Grossular auf. Der diabaskontaktmetamorphe Granat-Tentakulitenkalk wechsellagert mit dunklem Kieselkalk.

28. Ein hellgelbes Gestein aus dem Diabas der Schweißermühle zwischen Döhlen und Schüptitz erwies sich als massiger Kontaktkalk, verkieselt, mit feinkristallinem Dolomit und bläulichen Hornsteinadern (vgl. Nr. 26).

29. Den mehr gabbroiden als ophitisch mittel- bis grobkörnigen Diabas an der Sichelmühle, nördlich Zeulenroda, durchziehen bis 7 cm mächtige Gängchen eines Aphanits, deren dunkle Salbänder bis 1 cm stark werden. Die feinstkristalline Grundmasse ist von zahlreichen Quarzen in Körner- und Leistenform erfüllt, Plagioklase in Leisten scheinen zu fehlen und durch Quarz verdrängt zu sein. Unfrische Augite, viel Pyrit liegt dazwischen. Ein unbestimmbarer Feldspat tritt in büschel- und besenförmigen Aggregaten auf. Es handelt sich offenbar um einen sehr kieselsäurereichen Nachschub, der stark von den anderen vogtländischen Aphaniten abweicht.

Walther Fischer.

Habenicht, Kurt: Anderweit Diabas- und Pikritneuigkeiten aus dem Vogtlande und aus Ostthüringen. (Beiträge zur Geologie von Thüringen. 4. Jena 1937. 267—276. Mit 2 Abb.)

1. Der Diabasbruch am Bahnhof Schüptitz bei Mehltheuer zeigt mehrfach im Diabas (sehr wechselnd vom fluidalen Strahlidiabas mit zentimeterlangen Plagioklasleisten bis zum Feinkorn, von hell bis dunkel) Anthrazitbröckchen von einigen Zentimetern Durchmesser bis zu feinstem Staub, umgeben von weißen Kalkspatriden. Zuweilen ist Anthrazit in feinsten Verteilung schlierig resorbiert. Feinverteilter Anthrazit wurde auch in Diabas von Triebes, Hohenleuben und vermutlich auch am Quingenberg gefunden.

2. In Plauen-Reinsdorf sind die Kissen und Kugeln des meist Kalkmandeln führenden Diabases umschlossen von einer dicken Kruste mit Mandeln von Chlorit bzw. Kalkspat mit Chlorithülle. Die Krusten sind zuweilen durchschwärmt und durchzogen von hellgraugrünlichen Massen, die mit dem Diabas innig verflößt erscheinen. Es handelt sich um teils gefrittete, teils aufgelöste Schieferfetzen (Ton- oder Tuffschiefer). In dem Resorptionsschlierendiabas treten neben den Schlieren auch dicke verhornte, pyritreiche Schieferfetzen auf.

3. Am Feldweg Ullersreuth—Schmerstein gefundene Lesesteine von massigem, ungeschiefertem Uralitpikritporphyrit (mit uralitisierten

Augitkristallen bis etwa 8 mm Länge) zeigen, daß die Talkschiefer am Schmerstein vor der Vertalkung bereits Uralitisierung erfahren hatten.

4. Uralitpikrit vom Kleinen Bleiloch, beim Bau der Sperrenstraße aufgeschlossen, stark gepreßt und verfilzt. Zerbrochene Augite weitgehend uralitisiert, Olivine serpentinisiert, Grundmasse kaum vorhanden bis auf einen sekundären Hornblendefaserfilz.

5. Am Gasthof Kranich bei Triebes in größerer Verbreitung ein Biotitpikrit mit mangelhaften und zerfransten Augitformen, serpentinisiertem Olivin mit Eisenausscheidung (Maschenstruktur), zerlapptem Biotit und sekundärem Hornblendefilz.

6. Am Bahnkörper bei Triebes ist zwischen Diabas ein Gestein aufgeschlossen, scharf gegen den Diabas abgesetzt, offenbar einem Gang angehörend. Die Diabase sind stark geschiefert und rostfarben zersetzt. Das Ganggestein zeigt u. d. M. Uralitpseudomorphosen nach Augit, daneben hervortretend Karbonatrhomboider, verstreut Muscovitblättchen, spärliche Quarzkörnchen, Erzkörner und Leukoxenformen, hier und da 5 mm dicke Quarzadern, auf Kluftdrusen Bildungen von Bergkristall und Kalkspatkristallen, die ganz wie Eisenspat aussehen. Ob das rhomboedrische Karbonat Ankerit, Kalkspat oder Eisenspat ist, ließ sich noch nicht ermitteln. Es liegt wohl ein Analogon zu einem karbonatisierten Pikrit vor wie dem von Waldstauden (von K. TH. LIEBE als „Neuenberggestein“ bezeichnet), da der benachbarte Diabas nicht als Ausgangsmaterial in Frage kommt, ebensowenig wie der benachbarte Hauptquarzit.

Walther Fischer.

Habenicht, Kurt: Gesteinskundliche Neuigkeiten aus der Umgebung von Hof. (Beiträge z. Geol. v. Thüringen. 5. Jena 1939. 175 bis 178. Mit 2 Abb.)

1. In der Ziegelei Brecheis zu Krötenbruck bei Hof wurde ein fast W—O streichender Gabbrogang freigelegt, der durch Lehm bedeckt war. Eine aus Gabbro bestehende Felsruine zeigt linsenförmige Gesteinsabquetschung, eine Art Riesenfaserung und durchgreifende Schieferung. Das mylonitisch-brüchige Gestein ist dunkel, blättrig und von Talkspatäderchen durchzogen; in einiger Entfernung ist die typische Gabbrostruktur erhalten, randlich gelblich gebleicht, im Kern dunkler, an gewisse Serpentinarten erinnernd. Vom elfenbeinfarben-spätigen bis kleinflaserigen Saussuritgabbro (ähnlich dem von Wurlitz) mit Diallagtafeln bis 2 cm Durchmesser, über dunkelgraubraunen, stumpfen Ultramylonit bis zum kaffeibraunen und gelben, netzgeäderten Serpentin und zum dunkelbraunen, blättrigen Bronzitserpentin treten die verschiedensten Übergänge auf. Ob Saussuritisierung und Serpentinisierung neben- oder nacheinander gewirkt haben, ließ sich bisher nicht sicher entscheiden.

2. Bei Epplas, westlich Hof, fand sich ein grobkristalliner Pyroxenit mit bis 4 cm langen Bronziten, z. T. in Bastit umgewandelt, mit serpentinisiertem monoklinem Pyroxen (Diallag?) verwachsen, Neubildungen an Chlorit, Prehnit, Hautwerken von Magnetitkörnchen und etwas Kalkspat. Aus diesem Bronzinit ist ebenfalls dort gefundener Serpentin-schiefer

(feinstschuppiger Blätterserpentin, Bronzitreste, Haufwerke von Magnetitkriställchen, Olivinreste mit Serpentinädelchen durchspießt) hervorgegangen.

Ein Anthophyllit-Chloritfels von gleichen Fundpunkt ist aplitähnlich, hell graulichgelblich und feinkörnig. Ein Filz aus Anthophyllitnadeln, langnadelig-gestreifte, gerade auslöschende Hornblende, Chlorit-Klinochlor und Magnetit ist stark gestört. Da im gleichen Gebiet Umwandlung von Serpentin zu Strahlstein, Topfstein, Chlorit- und Talkschiefer beobachtet worden ist, kann der Anthophyllit-Chloritfels aus dem Serpentin-schiefer oder, worauf eine Bronzitetade schließen läßt, direkt aus dem Bronzitet entstanden sein.

Walther Fischer.

Richter, Gerhard: Der Sedimentationsraum des Unteren Keupers zwischen Harz und Thüringer Wald. (Festschr. z. 60. Geburtstag v. H. STILLE. Stuttgart, F. Enke, 1936. 116—136. Mit 2 Taf.)

Der Raum zwischen Harz und Thüringer Wald entspricht für den Unteren Keuper kaum dem Geltungsbereich eines einzigen der für diese Formation aufgestellten Normalprofile. Die bunte Mannigfaltigkeit der Gesteinsausbildung und die wechselnden Mächtigkeiten erschweren die Parallelisierung und veranlassen, in einem neu formulierten Normalprofil etwas abweichende Bezeichnungen zu wählen von allgemeinerer Geltung und die übliche Gliederung in ku 1 und ku 2 aufzugeben und durch eine Dreiteilung ku a, ku b und ku c zu ersetzen. Die Tabelle gibt das neue Idealprofil wieder (siehe unten und folgende Seite):

Als ausgezeichneter Leithorizont ist in der Hauptsache der Guthmannshäuser Kalk zu verwenden, der allerdings westlich der „Eichsfeld—Oberharz-Schwelle“, die in dieser Zeit als Faziesgrenze wirkt, fehlt, aber südlich des Thüringer Waldes ebenfalls nachweisbar ist.

Die größten Mächtigkeiten des Unteren Keupers wurden im Raume Gotha—Erfurt—Kölleda—Querfurt mit 60—65 m angetroffen. Von diesem „Erfurter Becken“ aus nimmt die Mächtigkeit nach N und NW zu allmählich ab, um zwischen Duderstadt und Sontra mit 30—35 m die niedrigsten Werte zu erreichen in der „Eichsfeld—Oberharz-Schwelle“. Weiter

Mittlerer Keuper: Rotbunte Mergel und Gips.

Obere Abteilung c	Grenzdolomit	0,5—3 m	Gelbgrauer Dolomit, teils dickgebant, teils dünnplattig oder zellig. Grüne Mergel als Zwischenlagen. Örtlich Gips.
	„Lichte Mergel“ (SCHMID) = Grenzdolomit-Region (GRUPE)	4—15 m	Im oberen Teil vorwiegend rotbunte bis blaßviolette milde Mergel. Etwa Mitte der Serie Dolomitbänke bis zu 2 m Dicke. Lichtgrüne und rötliche Mergel mit Dolomitbänkchen.
	Sandstein S ₈		Örtlich graue Sandsteine.

	0— 1 m	Gelbe Dolomit-Zone, oft fehlend, darin örtlich fester hellgrauer Kalk („Dietendorfer Kalk“, 10 bis 30 cm).
	0— 3 m	Dunkelrotbraune tonig-sandige Mergel mit Dolomitbänkchen. Oft fehlend.
Mittlere Abteilung b	„Hauptlettenkohlsandstein“ = Sandstein S ₂	0—12 m Graugrüne Sandsteine, im Hangenden dünnplattig, mit Schiefer-tonen wechselnd, unten oft klotzig dickgebant. Fast stets vorhanden.
	Dolomite D	0— 3 m Gelbe Dolomite, örtlich von hellgrauem „Nauendorfer Kalk“ begleitet. Sehr selten fehlend.
	„Untere Bunte Mergel“ (GRUPE) = Rotmergelzone ρ	0—15 m Dunkelrote bis grüne, teils tonige, teils sandige Mergel mit gelben Dolomitbänkchen. Örtlich rote oder graue Sandsteine („Anoplophoren-Sandstein“). Ausbildung der Serie schnell wechselnd. Fast überall vorhanden.
	Sandstein S _x	0— 8 m Graue Sandsteine, mehr oder weniger dickbankig. Meist fehlend.
Untere Abteilung a	„Guthmannshäuser Kalk“-Dolomitzone	0— 3 m Feste, bräunliche Dolomitbänke, im Profil mehr oder weniger zusammengedrängt. Darin wulstige glaukonitische Lumachelle. Fast überall nachweisbar. Sehr charakteristisch.
	„Unterer Lettenkohlsandstein“ = Sandstein S ₁	0,5— 8 m Graue, dickbankige bis feinschichtige Sandsteine. Überall nachweisbar.
	„Grenzschiechten“	4— 8 m Basisschichten aus vorwiegend dunkelgrauen Schiefer-tonen und gelben Dolomiten bestehend. „Kastendolomite“ unmittelbar an der Liegendgrenze.
	Ceratitenschichten des Oberen Muschelkalkes	Wechselagerung von festen dünnen Kalkbänken, bräunlichen Kalksandsteinlagen mit grünlichgrauen milden Mergeln.

nach W zu in Richtung Göttingen nehmen die Mächtigkeiten wieder zu. Am Südrande des „Erfurter Beckens“ nehmen die Mächtigkeiten längs der Linie Arnstadt—Apolda sehr rasch (auf 25 m nahe Arnstadt) ab gegen den Thüringer Wald hin, der als halbinselartiger Sporn der Böhmisches Masse anzusehen ist, da auch auf seiner Südseite ein sehr rasches Anschwellen der Mächtigkeit des Unteren Keupers nachgewiesen ist (bei Hildburghausen bereits 50 m). Wie die Schrägschichtung der Sandsteine ergibt, erfolgte die Anschüttung fast stets senkrecht zu den Kurven gleicher Mächtigkeit, im S in vorwiegend NNW-Richtung aus dem ostthüringisch-sächsischen Grenzgebiet, im N und NW in vorwiegend S—SO-Richtung aus dem Bereiche der „Eichsfeld—Oberharz-Schwelle“ her, in deren Zuge der nördliche Teil (Oberharz) landfest war.

Die Faziesschattierungen heben die paläogeographischen Verhältnisse noch schärfer heraus. Vorherrschender Tonschiefer weist auf die besondere Eintiefung des „Erfurter Beckens“, Häufung der Dolomitbänke auf verstärkte Verdunstung in Flachwassergebieten in den Randzonen hin. Sandsteine weisen auf Heraussteigen der Randgebiete hin. Die Verbreitung des Guthmannshäuser Kalkes und seiner Analoga läßt die Beziehungen des Erfurter Beckens zum subhercynen Raum über den Unterharz hinweg und zum fränkisch-süddeutschen Becken erkennen zu einer Zeit, in der die „Eichsfeld—Oberharz-Schwelle“ als Faziesgrenze gegenüber dem Südhannover-Hessischen Gebiete wirksam war. Die Bunten Mergel der Mittleren Abteilung lassen auf sehr ruhige Sedimentation in sauerstoffreichem, flachgründigem Wasser schließen, während die darauf einsetzende Sandsteinablagerung plötzliche Reliefbelebungen anzeigt. So lassen sich aus den auf einer Tafel zusammengestellten Profilzeichnungen die wechselnden Verhältnisse im westlichen und südlichen Randgebiete des „Erfurter Beckens“ anschaulich ablesen: Man erkennt daraus, daß die epirogenen Bewegungen im ostthüringisch-sächsischen Randgebiet durchaus nicht immer gleichzeitig mit den Reliefbelebungen der „Oberharz-Schwelle“ erfolgten. Erst am Ende des Unteren Keupers erscheint das Relief weitgehend ausgeglichen.

Der Guthmannshäuser Kalk liegt im Inneren des Erfurter Beckens 12—15 m über der Grenze zum Oberen Muschelkalk, bei Arnstadt nur noch etwa 8 m darüber, während er südlich des Thüringer Waldes über der 7 m mächtigen Zone der „Bairdiendolomite“ („Fränkische Grenzschichten“) des obersten Muschelkalkes liegt: Es besteht die Möglichkeit, daß im Thüringer Gebiet der in Süd- und Nordwestdeutschland marin ausgebildete hangende Teil des Oberen Muschelkalkes faziell durch die unter dem Guthmannshäuser Kalk liegende Keuperserie vertreten ist.

Walther Fischer.

Ostmark.

Wieseneder, H.: Beiträge zur Geologie und Petrographie der Rottenmanner und Sölker Tauern. (Min.-petr. Mitt. 50. 1938. 273—304. Mit 8 Prof.)

Zur Untersuchung kam die Granatglimmerschiefergruppe zwischen dem Bösenstein und dem Ostrand der Schladminger Masse (Steiermark).

Der Bösenstein stellt den nach NW vorgeschobenen Teil der Seckauer Gneise dar, die dem Granatglimmerschiefer aufgeschoben sind. Der Ostrand der Schladminger Gneise taucht mit tektonischem Kontakt unter diese. Am Nordrand geht die Granatglimmerschiefergruppe unter Mitwirkung einschariger Gleitflächen in Phyllonite über, welche mit den „Ennstaler Phylliten“ verschmelzen.

Auf genetisch wichtige Beobachtungen des Bösensteinmassivs wird hingewiesen. Das Massiv besteht im S aus einer breiten Mischgneiszone, deren Ausgangsmaterial ein biotitreicher Paragneis darstellt; die vorherrschenden Gesteinstypen werden beschrieben. Der An-Gehalt der beobachtbaren Plagioklase in den Randzonen schwankt zwischen 20 und 35%; der herrschende Biotit führt zahlreiche pleochroitische Höfe um Orthitkriställchen; der Quarz zeigt Gitterstörungen durch mechanische Beanspruchungen. Die granitischen Erstarrungsgesteine dieses Gebietes werden als Deuteroгранit bezeichnet, in Anlehnung an KÖBL, der durch eigene Restlösungen veränderte Erstarrungsgesteine im SEDERHOLM'schen Sinne als „deuterisch“ ansprach.

Als Gesteine der Granatglimmerschiefergruppe werden beschrieben Amphibolite (feinkörniger, plattiger Amphibolit vom Deneck; Feldspatamphibolit aus Brettsteingassen; feldspatfreier Amphibolit von der Breiteckkoppe und Feldspatamphibolit vom Bachwirt am Gollingbach), Glimmerschiefer (Granatglimmerschiefer von Au und vom Typus Waldbachgraben; quarzitische Glimmerschiefer vom Hochstein; quarzitische Granatglimmerschiefer vom Seitnerzinken; Garbenschiefer vom Auwinkel) und verschiedene Biotitgneise.

Die Metamorphose der Granatglimmerschiefergruppe ist nicht einheitlich; es läßt sich eine etwas höhere metamorphe Zone im S von einem Gebiet geringerer Metamorphose im N abheben, wobei der Übergang allmählich stattfindet. Für die südliche Zone sind Granatamphibolite, Staurolith-Disthen führende Gesteine und Tremolitmarmore charakteristisch.

Der Serpentinstock von Oppenberg wird hierbei nicht als normales Glied der bisher besprochenen Gesteinsserien aufgefaßt, sondern als eine aus dem Untergrund stammende, durch tektonische Kräfte geförderte Scholle betrachtet; die für diese Auffassung geltenden Gründe werden dargelegt. Die Begleitgesteine des Serpentinmassivs werden petrographisch erfaßt und näher geschildert.

Ein besonderer Abschnitt ist den Lagerungsverhältnissen der Granatglimmerschiefergruppe zu den Gneisen der Schladminger Masse eingeräumt. In diesem Zusammenhang werden der Orthogneis und Garbengneis vom Sagschneider, der Plagioklasgneis vom Schwarzensee und ein mechanisch deformierter Plagioklasaugengneis unterhalb der Karlspitze näher beschrieben.

Um Einblick in die Beziehungen der Granatglimmerschiefergruppe zu den Ennstaler Phylliten zu erhalten, werden verschiedene Grünschiefer (Strahlsteinamphibolite, Uralitamphibolite, Biotit-Chloritschiefer, Chlorit-

schiefer und Sericitphyllite) in ihren petrographischen Merkmalen sowie ihrem geologischen Verband nach wiedergegeben.

Die tektonischen Verhältnisse des Untersuchungsgebietes werden mitgeteilt, frühere Anschauungen über die Bildungsbedingungen, Zusammenhänge innerhalb der Grantglimmerschiefergruppe sowie die Lagerungsverhältnisse erörtert. Neue Erklärungsmöglichkeiten werden aufgeworfen und grundsätzliche Angaben auf Grund der neuen Untersuchungen dargelegt.

Chudoba.

Sudetengau.

Hibsch, J. E.: Die Radebeule bei Leitmeritz. (Mitt. d. Ver. d. Naturfreunde in Reichenberg. 59. 1937. 14—24.)

Am Südrande des Böhmisches Mittelgebirges, westlich von Leitmeritz, liegt der basaltische Berg „Radebeule“. Der Sockel des Berges ist aus Kreidemergeln aufgebaut. Der Berg selbst stellt einen Rest der größten einer Reihe von basaltischen Ausbruchsmassen dar. Der Basaltkörper, der durch Steinbruchbetriebe gut aufgeschlossen ist, zeigt säulige Absonderung. Der Aufschluß der sog. Richard-Sohle läßt in der Anordnung der Säulen drei größere Systeme erkennen, deren Säulen nach ganz verschiedenen Richtungen orientiert sind. Diese drei Säulensysteme werden auf drei verschiedene Basaltausbrüche des Schlottes zurückgeführt, obwohl keinerlei Kontakterscheinungen an den Grenzen festgestellt werden konnten. Die Verschiedenheit der Basaltkörper findet auch in der mineralischen Zusammensetzung (vgl. Tabelle, mit Angaben in Vol.-%) Ausdruck:

	I. Richard- Sohle unten	II. Richard- Sohle oberer Nordrand	III. Richard- Sohle Südrand, oben
Magnetit	5—8	4—5—8	10
Olivin	2—3	5	3
Augit	70	50	60—70
Plagioklas	15—18	5	10
Rhönit	3—5	—	—
Nephelin	5	?	?
Analcim	wenig	wenig	10
Biotit	—	—	3—5
Gesteinsglas	—	30—35	—

Der Basalt der Radebeule wird seiner mineralischen Zusammensetzung nach als nephelinführender Feldspatbasalt aufgefaßt. Das Gestein enthält Einsprenglinge von Magnetit, Olivin und Augit, die porphyrisch in einer dichten, schwarzen Grundmasse eingebettet sind. Zu den Gemengteilen der Grundmasse treten noch Plagioklas, Nephelin, Biotit und Gesteinsglas. Die Augitkristalle erreichen eine Größe von 1—2 mm. Sie zeigen einen grünen, unregelmäßig begrenzten Kern von Ägirinaugit mit $c : \gamma = 60^\circ$, der von einer blaßbraunen Augithülle ($c : \gamma = 48^\circ$) und schließlich von einem schmalen

Saum von violetter Titanaugit ($c : \gamma = 50^\circ$) umgeben ist. Plagioklas tritt nur in mikroskopisch kleinen, nach dem Albitgesetz verzwillingten, normal zur b-Achse liegenden Täfelchen auf. Er enthält 70—80% Anorthit. Rhönit ist in zwei verschiedenen Formen ausgebildet: Pseudomorphosen von Augit nach Hornblende bestehen aus größeren Augitkristallen, die von zahlreichen Rhönit- und Magnetitkriställchen, sowie von einzelnen Plagioklasleistchen durchspickt sind. Die aus der umgewandelten Hornblende entstandenen Pyroxene bestehen aus basaltischem Augit, die Plagioklasleistchen aus Labrador. Als zweite Form findet sich Rhönit in Gestalt einzelner Kriställchen im Gestein verstreut. Er zeigt tiefbraune Färbung und kräftigen Pleochroismus: schwarzbraun-hellbraun. U. d. M. erkennt man zwischen den Mineralien Augit, Magnetit, Olivin und Plagioklas noch kleinere farblose Kristalle von Nephelin und Analcim. Z. T. findet sich im Gestein auch jüngerer, xenomorpher Biotit und dunkelbraunes Gesteinsglas.

Das spezifische Gewicht der Radebeule-Basalte beträgt durchschnittlich 3,044.

Chemische Zusammensetzung (J. HANAMANN):

- I. Wasserfreies Gestein.
 II. In HCl und KOH lösliche Bestandteile.
 III. In HCl und KOH unlösliche, in HF lösliche Bestandteile.

	I.	II.	III.
SiO ₂	38,78%	18,84%	19,94%
TiO ₂	0,32	0,32	—
P ₂ O ₅	0,66	0,66	—
Al ₂ O ₃	18,43	11,30	7,13
Fe ₂ O ₃	6,16	6,16	—
FeO	5,21	4,93	0,28
MnO	0,18	0,18	—
CaO	13,00	3,39	9,61
MgO	11,05	3,27	7,78
K ₂ O	1,29	1,22	0,07
Na ₂ O	4,36	3,59	0,77
Summe	99,44%	53,86%	45,58%
Glühverlust	2,14%		Kleber.

H.: Der Teplitzer Quarz- und Granitporphyr. (Steinindustrie u. Straßenbau. 34. 1939. 43.)

Der mächtige Gangstock des Teplitzer Porphyrs durchquert das Erzgebirge und hat im Perm die gefalteten Erzgebirgsgneise durchbrochen. Er wird von Granitporphyr gangförmig durchsetzt. Von den tertiären Bewegungen in Nordböhmen wurde der Teplitzer Porphyr mit seiner Gneisumhüllung durch Brüche in zwei Teile zerlegt. Der größere nördliche Teil wurde mit dem Erzgebirge bis zu 900 m Seehöhe gehoben, während der kleinere südliche Teil mit den Erzgebirgsgneisen in die Tiefe sank und im Sandberg bei Teplitz—Schönau nur 270 m Seehöhe erreicht. Heute ragen im südlichen Teil mehrere aus Quarz und Granitporphyr bestehende Hügel von

Teplitz—Schönau bis Janegg aus den bedeckenden cretacischen und tertiären Sedimenten hervor. Der Porphyry ist ein echter Quarzporphyry. Die in der Grundmasse ausgeschiedenen Quarzkörner sind öfters von Sprüngen durchsetzt, auf denen sich Karbonate ausgeschieden haben. Der Granitporphyry aus einem Gang vom Neubrückl bei Eichwald enthält zahlreiche, bis 2 cm große Kristalle von Kalifeldspat. Die Grundmasse ist nach ihrer Zusammensetzung ein Mikrogranit. Alle Feldspäte sind größtenteils kaolinisiert, die Biotite chloritisiert. Die Funde vieler Bruchstücke vom Teplitzer Quarzporphyry an vielen Stellen beweisen, daß die Teplitz—Altenberger Porphyrydecke eine große Ausdehnung hatte. Der Teplitzer Porphyry zieht sich vom Dippoldiswalde über Schmiedeberg—Altenberg—Zinnwald—Eichwald nach Teplitz—Schönau mit einer Breite nördlich Altenberg von 3, südlich davon 6 km. Östlich wird der Quarzporphyry von dem durchschnittlich 2 m breit zu Tage austretenden Granitporphyry begleitet. Die Altenberger Pinge liegt im Granit, der eine Anzahl gescharter Zinnerzgänge enthält. Beiderseits des Granits liegt der von zahlreichen Greisen durchschwärmte Granitporphyry, in den feinkörnige Granitgänge eingreifen. Bei Zinnwald ist auch der benachbarte Teplitzer Quarzporphyry mit vielen schmalen Greisenbändern durchsetzt. Die Granitkuppe ist von unten her in den Quarzporphyry eingedrungen. Der Granit ist also jünger als der Quarzporphyry und nach der variskischen Faltung entstanden. Er zeigt keine Spur einer Faltung oder Vergneisung.

M. Henglein.

Wilschowitz, J.: Bericht über ein neues Gestein des Altvatergebirges. (Firgenwald. 11. Reichenberg 1938. 155—156.)

Am Südosthang des Schoßhübels zwischen Alt-Reihwiesen und Obergrund im Altvatergebirge tritt in Blöcken unter dem hier vorherrschenden Chloritgneis und Pegmatit ein basaltähnliches Gestein mit krummschaliger Oberfläche und gelblichgrauer Verwitterungsrinde auf, hell metallisch klingend und beim Anhauchen intensiven Tongeruch gebend. In der sehr feinkörnigen, dunkelgrauen Grundmasse sind megaskopisch vereinzelte millimetergroße weiße Kalkspatkörnerchen mit glänzenden Spaltflächen erkennbar, daneben einzelne Pyrit- und Magnetkieskörner. U. d. M. zeigt sich ein hypidiomorphes Gemenge von schmutzig bräunlichem Biotit und leistenförmigem Plagioklas (Oligoklas oder Labrador) mit Zwillinglamellierung und zonarer Auslöschung. Oberflächlich scheint der Plagioklas in Orthoklas überzugehen (Orthoklasmantel). Spärlich sind Kalkspatkörner eingesprengt. Reichliche Imprägnation mit Erzkörnerchen und -stäubchen verleiht dem Gestein die dunkle Färbung. Lokal erscheint etwas Chlorit als Umwandlungsprodukt von sehr spärlichem Diopsid, aus dessen Zersetzung der Kalkspat hervorgeht. Es handelt sich um einen Kersantit, der einem nordsüdlich streichenden, schmalen Gange zu entstammen scheint, welcher auf der Hochterrasse am Nordfuß des Schoßhübels in Blockwerk zerfallen noch einmal hervortritt. Hier zeigt er sehr reichliche mandelsteinartige Kalkspatausscheidung und bildet mit dem unterdevonischen Phyllit Verschmelzungsgesteine, die lokal von Muscovit durchnestert sind.

Verf. möchte den Kersantit als einen Nachschübling cretacischen oder tertiären Alters aus dem ostsudetischen Magmaherd betrachten und mit dessen jüngster Phase in Verbindung bringen, wobei das Auftreten von Kersantiten im Rheinischen Schiefergebirge ihm eine analoge geologische Entwicklung aufzuzeigen scheint.

Walther Fischer.

Müller, Bruno: Neuer Basaltaufschluß zwischen Reichenberg und Harzdorf. (Mitteilungen des Vereins der Naturfreunde in Reichenberg. 60. 1938. 28—30.)

An der Verbindungsstraße, die von der Reichenberger Silchergasse zum Harzdorfer Gasthaus „Freischütz“ führt, wurde bei Vertiefung des Straßengrabens an drei Stellen Basalt im Granit aufgeschlossen. Es handelt sich um Adern und Gänge, deren Hauptrichtung NO gegen SW verläuft. Neben den Basaltgängen wurden auch Spuren von Hornsteingängen, sowie Eisenglanzadern festgestellt.

Anschließend wird ein bereits bekanntes Basaltvorkommen am entgegengesetzten Ende von Harzdorf erwähnt, das aber auf allen vorhandenen Karten falsch eingezeichnet ist: Die zwei Basaltvorkommen, um die es sich hierbei handelt, befinden sich beide auf dem Dornst, und nicht die eine auf dem Müllerstein. Dieser besteht nur aus Isergebirgsgranit.

Kleber.

H.: Überblick der Gesteine der zum Deutschen Reich heimgekehrten sudetendeutschen Randgebiete. (Steinindustrie u. Straßenbau. 33. 1938. 454, 476, 498.)

Das Erzgebirge und sein südliches Vorland, das Gebiet südlich der großen Lausitzer Verwerfung und das vulkanische Mittelgebirge werden petrographisch behandelt. Dabei wird auch auf die wirtschaftlich wichtigen Lagerstätten und die Thermen in Nordböhmen hingewiesen.

M. Henglein.

Protectorat Böhmen—Mähren.

Slavik, F.: L'activité volcanique dans le Barrandien. (Bull. Société géol. France. (5) 7. 1937. (1938.) 527—540.)

Aus der vorspilitischen Periode des Algonkiums kennt man im böhmischen Barrandien keine den Phylliten und Glimmerschiefern gleichaltrigen Eruptiva. Erst in der mittleren Etage des Algonkiums setzt eine starke vulkanische Aktivität eines basaltischen Magmas ein. Es folgt eine Pause während des oberen Algonkiums ($b\gamma$) und Kambriums (ca und $c\beta$), obwohl in dieser Zeit Sedimentation erfolgte. Zwischen Mittelkambrium und Beginn des Ordoviciums setzt die Sedimentation aus, dagegen beginnt die vulkanische Tätigkeit wieder mit Effusionen von Porphyriten (Paläoandesiten) und Keratophyren, später Quarzporphyren. Während der Sedimentation der Schichten von Krušná hora da (Tremadoc) erfolgt eine neue Unterbrechung des Vulkanismus; erst im Skiddavian ($d\beta$) erscheint das basaltische Magma wieder, dessen Eruptionen bis ins Mitteldevon ($g\beta$) anhalten und Höhepunkte erreichen im Skiddavian ($d\beta$) und im unteren Gothlandian (ea). Die silurischen Diabase sind viel eintöniger als die

Produkte des algonkischen basaltischen Magmas, viele im Algonkium vertretene Typen fehlen völlig. Der hercynischen Faltung voran geht eine sehr starke plutonische Tätigkeit.

1. Die diabasischen (spilitischen) Eruptionen im Algonkium. Der vorherrschende Typ sind die Spilite im Sinne A. BRONGNIART's und ROSENBUSCH's, entsprechend den diabasischen Aphaniten, nach STARK typische Alkalikalk- oder pazifische Gesteine (unterschieden von den Spiliten DEWEY's und FLETT's, die durch Albit gekennzeichnet und Alkaligesteine sind). Trotz mannigfacher Ausbildung der böhmischen Spilite lassen sich feste Beziehungen einzelner Strukturarten zu bestimmten geologischen Horizonten usw. nicht erkennen.

Es treten folgende Typen auf:

a) Dichte Spilite (Aphanite), am verbreitetsten, bläulichgrau, holokristallin, ohne oder fast ohne primäre Einsprenglinge, häufiger strahlig (mikrovariolitisch) als ophitisch struiert, mit Labradorit, bräunlichem Augit, seltenem Olivin (stets in Chlorite, Quarz, rhomboedrische Karbonate umgewandelt), reichlich Ilmenit (meist Leukoxen) und Magnetit.

b) Variolitische Aphanite, megaskopisch nicht von den dichten Spiliten zu unterscheiden. U. d. M. mehr oder weniger radialstruiert, ohne völlige Trennung von Sphärolithen und Zwischenmasse.

c) Typische Variolite treten nur im Algonkium auf, nicht in späteren Eruptiven des Barrandien. Ebenfalls holokristallin. Die Variolen sehr wechselnd, mit sauberen Plagioklaskristallen oder unregelmäßig orientierten bräunlichen Augitkristallen. Die Zwischenmasse enthält zuweilen viel mehr Augit als die Variolen.

d) Diabasische Porphyrite mit Plagioklas oder fast farblosem Pyroxen als Erstausscheidungen bilden nur untergeordnete Einlagerungen in den Spiliten.

e) Sehr verbreitet sind lokal Mandelsteine, die abgesehen von den Mandelräumen identisch mit dichten Spiliten, variolitischen Porphyriten oder Pillow-Laven sind. Die Mandelfüllungen bestehen meist aus Chlorit, zuweilen aus Quarz und Kalkspat.

f) Auf ein kleines Gebiet nordöstlich Dobruška beschränkt sind etwas saurere Porphyrite und Mandelsteine.

g) Am typischsten, später nicht wiederkehrend, sind die Pillow-Laven unter den algonkischen Eruptiven, „Glasbreccien“ genannt, deren „Kissen“ chemisch mit gemeinen Diabasen identisch ist, während die glasige Zwischenmasse basischer ist und den Pikriten näherkommt. Zuweilen ist die Zwischenmasse ein Gemenge von sekundären Mineralien (Chlorit, Quarz, Prehnit, Karbonaten).

h) Phanomere ophitische Diabase mit Leukoxenen bis 2 mm Größe überwiegen bei Týřovice, sind aber sonst selten entwickelt.

i) Proterobase mit brauner Hornblende treten gangförmig nördlich Přebram auf; ihre Zuordnung zur spilitischen Serie ist unsicher.

k) Ein Diabastuff ist nur einmal bei Dobruška festgestellt worden.

Durch Autometamorphose während der letzten Phase des Spilitvulkanismus sind die Spilite mehr oder weniger umgewandelt: Augit

uralitisiert, Ilmenit in Leukoxen umgewandelt, Plagioklase durch Zoisit und Klinozoisit verdrängt oder ohne Albitisierung rekristallisiert (Gerölle schon in kambrischen Konglomeraten bei Píbram). Intensiver ist die Metamorphose im Südwesten bei Klatovy, Švihov und Štĕnovice, wo neben rekristallisiertem Plagioklas, Zoisit-Epidotminerale und Leukoxen eine kompaktere grüne Hornblende auftritt; diese körnigeren, panallotriomorphen Gesteine nähern sich äußerlich Amphiboliten. Offenbar hat hier die hereynische Metamorphose mitgewirkt.

Gerölle von Spiliten schon im oberen Algonkium bei Jilovište usw. Meist sind die Spilite als Ergüsse den algonkischen Grauwacken und Schiefnern konkordant zwischengeschaltet; Intrusionen (Proterobase) selten. Metamorphose stärker im nördlichen Areal des Algonkiums verbreitet; sie fehlt im Süden fast ganz.

2. Die kambrischen Eruptionen. Die Eruptivzone zwischen Křivoklát und Rokycany. Das schmale Eruptivgebiet im Streichen der Barrandienschichten erreicht fast 60 km Länge in SW—NO-Richtung und besteht im nördlichen Teil aus Felsophyriten (aus Andesitmagma), im südlichen Teil aus Quarzporphyren (aus Rhyolithmagma stammend). Porphyrgerölle erscheinen bereits in Grauwacken und Konglomeraten des Tremadoc. Die älteren Paläoandesite und die jüngeren Porphyre erscheinen in Aufschlüssen konkordant mit Einschaltungen von Tuffen. Bei Salcburg intrudieren Porphyre in die Felsophyrite (Sammelname für diese dunkelgrüngrauen Gesteine von ziemlich dichtem Aussehen mit ziemlich frischem Albit bis Labrador, selten Orthoklas, bei denen eine Unterscheidung in Porphyrite, Keratophyre usw. nicht tunlich ist. Ihre dunklen Gemengteile sind fast stets in Chlorite, Karbonate, Quarz, Eisenerze und zuweilen fast farblosen oder grünlichen diopsidischen Pyroxen umgewandelt. Zusammensetzung wechselt stark, die Zersetzung ist meist stark.)

3. Die Quarzporphyre bestehen aus primären Quarz-Dihexaedern und einer felsitischen oder vitrophyrischen Masse mit Fluidalerscheinungen, welche die Quarzeinsprenglinge korrodiert. Sie sind als große Decken oberkambrischen Alters konkordant zwischen die Ergüsse und Tuffe der Felsophyre im Liegenden und die ordovicischen Dachsedimente eingeschaltet. Apophyten treten spärlich im Algonkium und in den Felsophyriten bei Křivoklát, Zbečno und Zvíkovec auf. Nach der Eruption der Quarzporphyre erfolgte in der vorordovicischen Sedimentationslücke starke Abtragung der Ergüsse, wie zahllose Gerölle in den Konglomeraten und Grauwacken der Zone *da* anzeigen.

4. Die silurischen Diabase. In den Schichten von Komárov (Zone *dβ*) treten gewaltige Ergüsse von Diabasen auf. Eisenreiche, den rheinischen Schalsteinen analoge Tuffe überwiegen, daneben gibt es körnige Diabase mit ophitischer Struktur, Mandelsteine mit Kalkspat- und Chloritmandeln, sehr feine, in Tuffitschiefer übergehende Tuffe. Die oolithischen Eisenerze sind nicht so eng wie anderwärts mit den Schalsteinen verknüpft, wenn auch zuweilen Übergänge zwischen diesen und den Erzen vorkommen: Die Diabaseruptionen haben wohl lediglich das Eisen zugeführt, besonders in ihren feinen Tuffen, die schon bei der Diagenese

das Eisen abgaben. Die Zonen $d\gamma$ und $d\delta$ sind arm an Diabaseruptiven, dagegen sind daran reich die Zonen $d\varepsilon$ und $d\zeta$; in Zone $d\varepsilon$ sind Diabase und Erze gleichalterig. Petrographisch sind in beiden Zonen nur geringe Unterschiede vorhanden; Diabase mit ophitischer Struktur und Tuffe wechseln wie in den folgenden Etagen des Gotlandian. Östlich Prag treten in $d\zeta$ vorhercynische Minettegänge auf, die wahrscheinlich dem silurischen Diabasmagma zugehören.

5. Obersilur und Devon. Anfang des Gotlandian in Etage ea verstärkt sich die vulkanische Tätigkeit. Dichte Diabase herrschen vor mit meist umgewandeltem Olivin (Serpentin oder Iddingsit), zuweilen mit Übergängen zu Mandelsteinen mit Kalkspatmandeln. Die Pyroxene zeigen mit untergeordneten Ägirinaugiten und Ägirin in den Diabasen von Budňany und Chuchle Neigung zu Alkalimagmen. Häufig sind Zeolithe, besonders Analcim unter den Sekundärmineralien, besonders bei Hodkovičky, Chuchle, Radotín; seltener sind Albit, Datolith und Prehnit in kleinen Spalten. Mit diesen ophitischen Arten alternieren Mandelsteine und Tuffe, vor allem deren charakteristische Abart der Froschsteine („žabák“). Viele gotlandische und devonische Diabase sind als intrusiv aufzufassen. Nach VESELÝ tritt im Diabaskontakt Anreicherung von Kieselsäure und Natron, Verminderung von Kali, Monoxyden, Kohlensäure und Wasser ein. Bei Lištica bei Beraun sind die kalkreichen Schiefer der Schichten ea im Kontakt pneumatolytisch in ein dichtes, adinolartiges Gestein umgewandelt, das fast ganz aus Datolith besteht.

Im Devon schließt die vulkanische Tätigkeit ab: Eine einzige Tuff-eruption bei Chojnice ist bekannt. In den Etagen $g\gamma$ und h kennt man keine gleichalterigen Eruptiva.

Für die einzelnen Perioden sind die vorhandenen Analysen aus älteren Arbeiten zusammengestellt, so daß sich ein Überblick auch über den Wechsel des Chemismus der einzelnen Perioden ergibt. **Walther Fischer.**

Polen.

Bolewski, A.: Das metamorphe Gestein von Siedlec bei Krzeszowice in Polen. (Annales de la Soc. géologique de Pologne. 14. 1938. 1—44. Mit 1 Fig. im Text u. 1 Taf. Poln. mit deutsch. Zusammenf.)

In Siedlec bei Krzeszowice, unter einer 6 m starken Decke jurassischer Sandsteine, treten in weit fortgeschrittener Zersetzung begriffene Quarzporphyre auf. Die chemische Zusammensetzung derselben steht nahe den westlich von Krakau besonders von Z. ROZEN untersuchten kaliumreichen Porphyren von Zalas, Miękinia und Poręba. Der chemischen Analyse wurden drei stark zersetzte Porphyrproben von Siedlec unterworfen: der bronzefarbig-graue, der weiße harte und der weiße bröckelige Porphyr. Bezeichnend dabei ist der im Vergleich zu frischem Gestein auffallend hohe K_2O -Gehalt und der erhöhte SiO_2 -Gehalt bei gleichzeitig niedrigem Wassergehalt der Proben.

Zur Deutung obiger Erscheinung ließ Verf. einprozentige wässrige K_2CO_3 -Lösung auf genannte Gesteine bei $15^\circ C$, bei $60^\circ C$ und bei $100^\circ C$ einwirken, wobei in letzterem Fall eine deutliche Kaliumaufnahme wahr-

genommen wurde. Um sich Klarheit über die Natur der neugebildeten Verbindung zu verschaffen, wurde die Einwirkung heißer konzentrierter Schwefelsäure und fünfprozentiger Na_2CO_3 -Lösung auf den metamorphosierten Porphyr studiert und dabei die Widerstandsfähigkeit der Kaliumverbindung erwiesen. Ihr niederes spezifisches Gewicht, charakteristische optische Eigenschaften ließen vermuten, daß es sich hier um einen neugebildeten Feldspat handle.

In der als Nebenprodukt während der Kaliumaufnahme auftretenden tonigen Substanz war das Verhältnis von $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3 = 4,41$, dasjenige von $\text{Alk} : \text{Al}_2\text{O}_3 = 0,045$, der Gesamtwassergehalt betrug 9,54% und die Schmelztemperatur $\pm 1700^\circ \text{C}$. Vom Kaolin war nichts zu sehen. Von schweren Mineralien wurden aus dem Porphyr Zirkone, Rutil, Turmalin, Apatit und Magnetit, zusammen 0,3—1,5% isoliert, vom Quarz samt der Kaliumfeldspatsubstanz 84—89,7% und 7,1—10,1% gewisser isotropen Substanz.

Die in Siedlec und Umgebung bei der Umwandlung der Porphyre stattgefundenen Kaliumaufnahme ist nach der Meinung des Verf.'s eher mit der Tiefwasserzone als mit dem Oberflächenwasser in Zusammenhang zu bringen.

Thugutt.

Tokarski, J. & H. Gawlińska: Ergebnisse der mikroskopisch-planimetrischen Analysen des Granits von Ośnick in Wolhynien. (Bull. internat. Acad. Polonaise d. Sci. et d. lettres, Cl. Sci. math. et nat., Sér. A: Sci. math. 1938. No. 6—7. Cracovie 1938. 343—353. Mit 7 Tab.)

An einer grauen und einer rötlichen Probe des Granits von Ośnick (I und II) wurden chemische und planimetrische Analysen ausgeführt. Zur normalen planimetrischen Analyse wurden je vier Dünnschliffe verwendet und an jedem Präparat 300—500 Durchschnitte gemessen, also mehr als von TURNAU für den Tatragranit gemessen wurden (3 Schliffe mit je 300 Schnitten), weil der Ośnick-Granit merklich gröber und unregelmäßiger im Korn war. Weiterhin wurden die Proben zerbröckelt und zerstoßen und mit Kupferzementsieben (DIN) mit 10000, 4900 und 900 Maschen je 1 cm^2 abgeseibt. Fraktion I war pelitartig und ungeeignet für Ausmessung; in Fraktion II (aufgefangen auf Sieb I) und Fraktion III (aufgefangen auf Sieb II) wurden je 300 Körner von 3 Präparaten untersucht und die Durchschnitte von 4 Bestandteilen des Granits (Quarz, Mikroklin, Plagioklas und Biotit) mittels Okularplanimeter ausgemessen. Diese Kornplanimetrierung wurde weiter vereinfacht durch bloßes Auszählen der Körner der betreffenden Bestandteile, womit die besten Ergebnisse erzielt wurden.

Für die Berechnung der Oxydwerte aus den planimetrischen Analysen wurde nicht die von RADZISZEWSKI aufgestellte Formel, sondern seine chemische Biotitanalyse verwendet. Zur Feststellung der Biotitkoeffizienten aus der Kornzählung mußte der Prozentsatz des Biotits bei Probe I mit 1,7, bei II mit 2,0 dividiert werden, da infolge der großen Spaltbarkeit im Verhältnis zu den anderen Gemengteilen ein zu hoher Gehalt an Biotitplättchen erreicht wird. Die optische Bestimmung der Plagioklase konnte nicht direkt für die Umrechnung verwendet werden; mittels schwerer Lösungen wurde die Fraktion Quarz + Feldspäte von beiden

Mineralien	Ošnick I				Ošnick II			
	Volumenprozte							
	Norm. Plan.	Kornplan.		Kornzähl.	Norm. Plan.	Kornplan.		Kornzähl.
	Fr. II	Fr. III	Fr. II		Fr. II	Fr. III	Fr. II	
Quarz	32,6	28,8	28,6	29,6	36,3	31,1	27,5	31,8
Mikroklin . .	23,0	17,9	18,2	20,0	31,2	27,6	33,4	27,5
Plagioklas . .	37,5	42,2	44,5	44,9	28,8	35,0	33,1	37,2
Biotit	6,9	11,1	8,7	5,5	3,7	6,3	6,0	3,5
Gewichtsprozte								
Quarz	32,2	28,3	28,3	29,4	36,2	30,9	27,3	31,7
Mikroklin . .	22,6	17,4	17,7	19,7	30,7	26,9	32,8	27,1
Plagioklas . .	37,2	41,5	44,0	44,6	28,7	34,9	32,9	37,1
Biotit	8,0	12,8	10,0	6,3	4,4	7,3	7,0	4,1

Granitproben rein aufgefangen und gesondert analysiert. Für Probe I von Ošnick ergab sich ein korrigierter Plagioklaswert $Ab_{85} An_{15}$, für II $Ab_{88} An_{12}$.

Die Übereinstimmung und Genauigkeit der Verfahren erhellt aus folgender Tabelle für Ošnick I und II:

Gew.- %	Bauschanal.		Norm. Plan.		Kornplan. I		Kornplan. II		Kornzähl.	
	I	II	I	II	(Fr. II)	(Fr. III)	(Fr. II)	(Fr. III)	I	II
SiO ₂ .	70,60	75,07	74,03	76,64	71,49	72,19	74,04	74,31	73,46	75,21
TiO ₂ .	0,40	0,30	0,18	0,10	0,29	0,22	0,16	0,18	0,14	0,09
Al ₂ O ₃ .	15,20	14,09	13,56	12,46	14,26	14,46	13,55	13,21	14,41	13,52
Fe ₂ O ₃ .	0,72	0,38	0,22	0,12	0,34	0,27	0,20	0,21	0,17	0,11
FeO .	1,23	0,87	1,49	0,81	2,38	1,86	1,36	1,47	1,18	0,76
CaO .	2,35	1,31	1,23	0,75	1,38	1,44	0,91	0,92	1,48	0,98
MgO .	0,76	0,44	0,62	0,34	0,99	0,77	0,57	0,61	0,49	0,32
K ₂ O .	3,50	4,06	4,50	5,57	4,01	3,84	5,18	5,20	3,87	4,94
Na ₂ O .	4,84	3,07	3,79	3,01	4,27	4,49	3,68	3,52	4,51	3,88
+ H ₂ O	0,50	0,41	0,38	0,20	0,59	0,46	0,35	0,37	0,29	0,19

Die Differenzen der planimetrisch gefundenen Werte gegenüber den Werten der Bauschanalyse zeigen, daß die Kornzählung die praktischste und genaueste Berechnungsmethode ist. Man kann ihr unabhängig von der Struktur Gesteinsproben von der Größenordnung des Mittelwertes der Bestandteile bis 0,1 mm unterwerfen. Einschließlich Zerkleinerung der Proben, Sieben und Herstellen der Präparate dürfte das Auszählen von je 300 Körnern an 3 Präparaten, d. h. eine Gesamtanalyse kaum mehr als 3 Stunden Zeit beanspruchen. Die Methode wird auch für Salzgesteine empfohlen. [Über die Errechnung der Koeffizienten für die modifizierte Umrechnung der plani-

metrischen Werte auf Oxydwerte werden weitere Veröffentlichungen in Aussicht gestellt; aus dem vorliegenden Aufsatz allein ist darüber keine vollständige Klarheit zu erlangen. Ref.]

Anhangsweise werden die NIGGLI'schen und BECKE'schen Werte für die Granite von Ośnick (Anal. I und II), sowie die Analysen RADZISZEWSKI's von rötlichem Granit von Ośnick und grauem Granit von Korzec zusammengestellt; es ergibt sich daraus, daß eine Klassifikation der wölyhynischen Granite erst möglich sein wird, wenn ein größeres Untersuchungsmaterial vorliegt.

NIGGLI'sche Werte.

	Ośnick (RADZISZEWSKI)	Ośnick I	Ośnick II	Korzec (RADZISZEWSKI)
si.	399	339	444	440
al.	44	43	49	47
fm	10	12	10	9
c	8	12	8	9
alk	39	33	33	35
mg	0,36	0,43	0,41	0,59
k	0,47	0,32	0,47	0,35

BECKE'sche Werte.

% mol. SiO ₂ .	79,95	77,12	81,70	81,49
a ₀	8,6	7,8	8,4	8,4
c ₀	0,6	0,9	1,0	1,1
f ₀	0,8	1,1	0,6	0,5
f ₀ —c ₀	— 0,2	0,2	— 0,4	— 0,6

Walther Fischer.

Kreutz, S.: Sur la métamorphose des roches amphibolitiques de Tatra. II. (Bull. intern. de l'Acad. polonaise des Sc. et des Lettres. Cl. des Sc. math. et nat. Série A. No. 3/5. 1938. 265—272. Französisch.)

Vgl. hierzu das Referat über Th. I dieser Untersuchung (dies. Jb. 1938. I. 462). Hier handelt es sich um eine in der östlichen Tatra auftretende Gesteinsserie. In erster Linie wäre der porphyrisch ausgebildete und aus 25% anorthitführendem Feldspat, Biotit, Quarz, spärlichen Muscovit und Akzessorien zusammengesetzte Granit zu nennen. Von ihm wird der von Pegmatitadern durchkreuzte Amphibolit umschlossen. In der Nähe des Wielicka-Tales tritt Gneis neben granat- und sillimanitführendem Biotitschiefer auf. Beide wurden der chemischen Analyse unterworfen. Der durch Dynamometamorphose aus dem Biotit entstandene Sillimanit enthielt 36,6% SiO₂ und 64,4% Al₂O₃ neben Spuren von CaO und MgO. In den Granaten waren Einschlüsse von Quarz, Biotit und seltener von Sillimanit vorhanden. In chloritisiertem Biotit sah man Sagenit. Von sonstigen Gesteinsgemengteilen wären Hämatit, leukoksenisierter Ilmenit und Apatit zu nennen. In Nachbarschaft der Amphibolite, namentlich in den verlassenen Gruben der „Chocholowska

Dolina“, der „Stara Robota“ und der „Pyszna“ neben großen Antimonitkristallen tritt reichlich Pyrit auf. Dort sind auch Manganerze (mit 51,4% MnO) vorhanden. Schließlich wären zu erwähnen die turmalinführenden Gneisgranite.

Westlich von Krakau in einem 809 m tiefen Bohrloche von Rzeszotary wurde eine den Tatraamphiboliten entsprechende Gesteinsart angetroffen.

Thugutt.

Pyrenäen.

Raguin, Eugène: Sur l'âge des roches granitiques dans les Pyrénées. (C. R. 207. 1938. 1001—1002.)

Die axiale Zone der Pyrenäen und die alten Massive des nördlichen Faltegebirges bestehen aus primären Gesteinen, Glimmerschiefer und Gneis, die der hercynischen Faltung unterworfen waren und dann von lokalen gebirgsbildenden Bewegungen gestört wurden. Später erfolgten posttektonische Granitintrusionen, wahrscheinlich am Ende des Karbons.

Die Gneismassive sind durch das Aufsteigen eines granitischen Magmas entstanden, das jünger als das Ordovicium ist und vor der hercynischen Faltung, also vor den großen Granitintrusionen, erfolgte. Die meisten sind Injektionsgneise von regionaler Verbreitung, d. h. Migmatite, ähnlich den skandinavischen, die sich auch im französischen Zentralmassiv wiederfinden.

In den primären, schwach metamorphosierten Schiefen, die den Gneis überlagern, werden oft Arkosebänke beobachtet, die schon zur Zeit des Absatzes dieser Sedimente hochgedrungene granitische Massen vermuten lassen. Sie müssen vor der Bildung der Migmatite, welche die Basis der Sedimente vergneist haben, emporgedrungen sein. Eine neue Beobachtung erlaubt genaue Angaben über diese Granite.

Nach allem bewahrheitet sich, daß wenigstens ein dreimaliges Eindringen von granitischem Magma in die alten Pyrenäen stattfand. Das erstmal vorsilurisch, zum zweitenmal (Migmatitbildung) zwischen Ordovicium und hercynischer Faltung, das drittemal zweifellos im Karbon nach der hercynischen Orogenese.

Schilly.

Italien.

Gallitelli, P.: Petrographische Untersuchungen über den Granit von Baveno. (Ricerche petrografiche sul granito di Baveno.) (Atti della soc. Tosc. di scienze nat. Pisa, Mem. 46. 1937.)

Nach den verschiedenen Teilarbeiten anderer Autoren ist diese eingehende und umfassende Abhandlung mit ihren zahlreichen neuen Analysen und Diagrammen die erste Arbeit vom Standpunkt der modernen Petrographie über diesen seit alters schon als schönen Baustein besonders geschätzten Granit.

Die hercynische Granitmasse von Baveno bzw. von M. Mottarone erstreckt sich in NNO—SSW-Richtung von Feriolo am Lago Maggiore bis gegen Pescono am Orta-See in einer Ausdehnung von etwa 10 km Länge

und 3 km Breite. Die den Plutonit im W begrenzenden Gesteine sind Strona-Gneise, im O Phyllite. Im N und W werden seine Flanken vom Alluvium der Flüsse Tosa und Strona bedeckt; im SO grenzt er direkt an den Phyllit; zwischen Feriolo und den Alpen von Veccareggio verschwindet er unter glazialen Ablagerungen, ebenso auf der Südwestseite bei Agrano.

Der chemischen Zusammensetzung nach gehört der Granit zu den sauersten Gliedern der Kalk-Alkali-Reihe und steht zwischen Engadinitgranit und Granit-aplit. Nach dem Verf. zeigt er Verwandtschaft mit den Mont Blanc—Pelvoux- und Aare-Graniten.

Die vorherrschende Kernmasse des Plutonits ist weiß bis blaßgelb; der äußere Mantel dagegen ist rosafarbig. Chemisch und mineralogisch unterscheiden sich beide Gesteinsarten wenig voneinander; nur ist die weiße Varietät infolge stärkerer Geltung des sauren Plagioklases etwas natronreicher. Große Steinbrüche im Rosagranit liegen auf der Südostseite des M. Camoscio bei Oltrefiume, andere innerhalb des weißen Granits auf der Nordwestseite des Berges nahe der Simplonstrabe, sowie im Val Inferno auf der Westseite. Im NO bis zum M. Mottarone ist der rosafarbige Granitmantel noch gut erhalten und noch recht mächtig.

Der Baveno-Granit ist im allgemeinen mittelkörnig und recht kompakt; doch kommen auch miarolithische Partien mit den bekannten kleinen Drusenräumen vor, die eine wahre Fundgrube schöner seltener Mineralien sind; unter den 40 darin festgestellten Arten sind besonders solche mit seltenen Elementen wie mit Y, Sc, Ce, und Be wie Weibit, Bazzit, Gadolinit und Bavenit u. a. m. bemerkenswert.

Was den Mineralbestand betrifft, so ist der vorherrschende Feldspat ein Mikroperthit; jedoch fehlt auch Orthoklas und schwachgeigterter Mikroklin nicht. Dazu treten auch Albit und Albit-Oligoklas; etwas zonar gebaute Plagioklase umschließen einen Kern von Oligoklas. Die etwas trüben Plagioklase sind manchmal zerbrochen und dann durch klaren sekundären Albit wieder ausgeheilt, der dann oft das ganze Korn umhüllt. Der Quarz bildet die letzte Ausfüllung; nur selten neigt er zu einer mehr idiomorphen Ausbildung. Glimmer sind brauner Biotit (a blaßgelb, b, c dunkelbraun, kaffeebraun) und grüner Siderophyllit (a blaßgrünlichgelb, b, c intensiv grün), daneben stellt sich etwas Zinnwaldit (a farblos, b, c blaßrosa) ein. Akzessorische Gemengteile sind Flußspat, brauner Orthit, Apatit, Zirkon, Magnetit und Eisenglanz. Sehr selten ist im weißen Granit Fayalit in Putzen von grünem Siderophyllit. — Was die Entstehung des vorherrschenden Mikroperthits betrifft, so ergab die chemische Analyse, daß der Gehalt an Albit im Mikroperthit größer ist als einer homogenen Entstehung desselben als Mischkristall entsprechen würde; somit muß auf eine sekundäre Albitisierung geschlossen werden, die der pneumatolytischen Phase nach dem Verf. zuzuschreiben wäre, ebenso die Infiltration mit klarem Albit auf Sprüngen und Rissen.

In der Randzone des Granit-Plutonits trifft man häufig feinkörnige Gängchen von Aplit und Aplitporphyr, die an ihren Enden allmählich in den normalen Granit übergehen; sie durchziehen als „catene“ das Gestein nach allen Richtungen; bald laufen sie parallel, bald schneiden sie sich; ge-

legentlich besteht der mittlere Teil des Gängchens aus sich scharf abhebendem Milchquarz. Ferner gehören hierher grobkörnige pegmatitische Partien von geringen Dimensionen, die ganz allmählich in den normalen Granit übergehen und manchmal von ihm ebenso wie die Aplite durch ein grobblättriges Biotitband getrennt sind.

Weiterhin sind glimmerführende Mikrogranite sowie basischere ovale Konzentrationen mit vorherrschendem Biotit und mehr oder weniger zurücktretendem Quarz und Feldspat verbreitet; besonders interessant ist eine Magnetit-Fayalit-Konzentration auf der Nordseite des M. Camoscio.

Ein eingehendes Studium der Mikrogranite und der Konzentrationen ergab, daß die biotitreichen mikrogranitischen Umrandungen und Durchdringungen der basischeren Konzentrationen mehr oder weniger mit diesen gleichalterig sind, somit zu der gleichen Entstehungsphase gehören. Das Fehlen von Gängen in ihnen sowie die gepreßten ovalen Formen beweisen, daß es sich um Differentiationen handelt, die noch Spuren von Bewegung in der Zeit aufwiesen, als der Granit-Plutonit fast erstarrt war. Der Reichtum des noch flüssigen Magmarestes an Mineralisatoren, besonders an Fluor (Zinnwaldit, Fl-Apatit), spärlicher an Bor (Turmalin) begünstigte die Entstehung großer Kristalle; gelegentlich blieb das Zentrum offen und es entstanden so offene Drusen. Auch waren im Magmarest die Erkaltingsbedingungen verschieden, und so entstanden gleichzeitig Massen von großen Kristallen einerseits, die Konzentrationen, und von kleinen in den Lücken dazwischen andererseits, die mikrogranitischen Anteile, bereits an Ort und Stelle, eine Abspaltung von echten Pegmatitgängen konnte so nicht erfolgen.

Die Lamprophyrgänge entstanden erst nach Verfestigung der Granitmasse auf 2 Bruchsystemen; das erste verläuft in N—S-Richtung (M. Camoscio), das andere in WNW—OSO-Richtung (s. d. Mottarone-Gipfels). Im allgemeinen gleichen sie den Lamprophyren des Lausitzgranits und sind Camptonite und Spessartite. Der Camptonit von Oltrefiume ist ein graugrüner Porphyr mit Chlorit-Einsprenglingen. Seine Grundmasse besteht aus Labrador und einer braunen Hornblende (Ausl. Schiefe 6—8°, a blaßgelb, b hellbraun, c dunkelbraun), die ein Zwischenglied zwischen Barkewikit und Basalt-Hornblende genannt wird. Jedoch wird über Lichtbrechung und Doppelbrechung nichts Eingehenderes angegeben. Spärlich sind titanhaltiger Augit und Biotit, Karbonate und chloritische sowie serpentinitische Zersetzungsprodukte vervollständigen das Bild des Lamprophyrs, der auf Grund der chemischen Analyse als Camptonit bezeichnet wird. Ferner sind an der Straße Baveno—Feriolo Gänge von typisch schönem Spessartit besonders hervorgehoben mit Andesin, spärlichem Orthoklas, brauner Hornblende und spärlichem Diopsid.

Aus den Angaben des Verf.'s kann man vom Granit nach den kristallinen Schiefen hin verschiedene Kontaktzonen unterscheiden: Noch in der Peripherie des Granits selbst finden sich Einschlüsse von Hornfelsen und Hornschiefern, die aus kalk- und magnesiareichen Gesteinen durch Umschmelzung hervorgegangen sein müssen: Die aus Biotit und Quarz vorherrschend bestehenden Gesteine sind reich an Tremolit, Strahlstein und Diopsid; zumeist sind auch ihre Plagioklase kalkreichere Mischungen

wie Andesin und Labrador. Weiterhin im Schiefergebiet selbst liegen ebenfalls Hornfelse und Hornschiefer, oft Cornubianiten mit Granit-injektionen gleichend, mit Übergängen bis zu Glimmerschiefern. Biotit und Quarz herrschen auch hier vor; gelegentlich erlangt aber auch Oligoklas eine Bedeutung, während Orthoklas spärlich ist. An Kontaktmineralien finden sich Korund, Andalusit, Edonit, Cordierit, an Akzessorien Muscovit, Zirkon, Apatit, Pyrit, Rutil und Eisenglanz. Derartige Kontaktbildungen treten sowohl im Gebiet von Oltrefiume als auch auf der Westseite des Granitmassivs im Strona-Tal auf. **K. Willmann.**

Fenoglio, M.: Über zwei Minetten aus dem Nambrone-Tal (Adamello-Gruppe). (Sopra due „minettes“ della Val Nambrone (Gruppo dell'Adamello).) (R. Ac. dei Lincei. Ser. 6. Rend. conti. 28. 1938. Roma.)

Schon seit langer Zeit ist eine große Zahl von aplitisch-pegmatitischen und lamprophyrischen Spaltungsgesteinen aus dem Tonalitmassiv des Adamello bekannt. Nun fand Verf. an bisher von hier unbekanntem Lamprophyren in den Tälchen Amola und Scarpaco 2 Arten von Minette. Die übrigen Spaltungsgesteine werden in der Erläuterung zur geologischen Karte des erst neu aufgenommenen Nambrone-Tals beschrieben.

1. Minette aus dem Vallone d'Amola.

Eisengraue, sehr feinkörnige Gängchen treten scharf aus der sie umgebenden Tonalitmasse hervor, 700 m westlich vom Rifugio Segantini nicht weit vom Weg nach Presanella.

Biotit von wechselnder Größe der Blättchen mit starkem Pleochroismus von Gelb bis Rötlichbraun, manchmal in Chlorit umgewandelt, ist das vorherrschende Mineral. An Feldspäten überwiegt Orthoklas gegenüber einem Plagioklas von der Zusammensetzung $Ab_{65}An_{42}$ mit feiner Zwillinglamellierung nach dem Albitgesetz. Spärlicher erscheinen mehr oder weniger in Talkaggregate umgewandelte kleine Körner von Enstatit, und endlich noch größere von Quarz. Die Struktur ist die panidiomorph körnige.

An Erzen findet sich Magnetit, selten Pyrit.

Akzessorische Gemengteile sind Nadelchen von Apatit und Körnchen von Zirkon, vor allem im Biotit mit pleochroitischen Höfen.

NIGGLI-Werte:

si = 91,8. ti = 4,3. al = 35,1. fm = 35,3. c = 20,1. alc = 9,5. k = 0,61.
mg = 0,36. cf = 0,57.

Nach NIGGLI liegt ein quarzdioritisches Magma von tonalitisch-sommatitischem Charakter vor.

2. Minette aus dem Vallone Scarpaco.

Die Gängchen dieses Lamprophyrs südöstlich vom Scarpaco-See sind bläulichgrau und sehr feinkörnig mit femischen und salischen Elementen in gleicher Menge.

Die Hauptgemengteile sind die gleichen: Ebenfalls ist Orthoklas gegenüber dem Plagioklas obiger Zusammensetzung vorherrschend; selten ist Mikroperthit; Quarz und Apatit sind etwas häufiger. Der seltene Enstatit ist fast völlig zu Talk umgewandelt. Sehr selten sind Zirkon, Orthit, Magnetit und Pyrit.

NIGGLI-Werte:

si = 100,8. ti = 2,3. al = 38,0. fm = 28,3. c = 29,9. alc = 10,8. k = 0,71.
mg = 0,37. c/f = 0,81.

Die beiden Minetten sind melanokrate Spaltungsprodukte des tonalitischen Magmas.

K. Willman.

Schweiz.

Klemm, Gustav: Geologische Beobachtungen im Simplontunnel und seiner Umgebung. (Notizbl. hess. geol. Landesanst. V. F. 18. H. 1937. 162—167. Mit 2 Abb.)

Nach den Befunden am Kontakt Antigoriogneis-Trias ist der Gneis jünger, da er die Triasschichten injiziert hat. Die petrographischen Verhältnisse werden näher erörtert und einige geologische Folgerungen gezogen.

Stützel.

Koomans, C. M.: Der Chemismus des Luganer Porphyrgebiets. (Diss. Leiden. Leidsche Geol. Mededeel. 9. 1937. 19—77.)

Das Luganer Porphyrgebiet wurde in den letzten Jahren von den Leidener Geologen und Petrographen eingehend kartiert. Da nur zwei modernere Gesteinsanalysen vorhanden waren, sollte in dieser Arbeit das Gebiet gründlich petrochemisch bearbeitet werden. Es war dies um so wünschenswerter, als von allen permischen Eruptivgesteinsfolgen der Südalpen die Gesteine der Umgebung von Lugano die größte Differentiation zeigten.

Im ersten Teil der Arbeit werden unter Beigabe von 40 neuen Gesteinsanalysen die einzelnen Gesteinstypen petrographisch gekennzeichnet. Es treten folgende Typen auf:

Zwischen Ganna und Val Mara: Quarzbiotitporphyrit, Pyroxenporphyrit, Quarzporphyr, Granophyr, Diabas und Tuffe. — Zwischen Ponte Tresa und Luino: Felsophyr, Vitrophyr, Porphyrit, Quarzporphyr, Enstatitbasalt. — Auf einer farbigen geologischen Karte 1 : 50 000 wurden die einzelnen Gesteine und die Lage der analysierten Typen verzeichnet. — Die Analysen wurden dann in einem NIGGLI'schen Differentiationsdiagramm aufgetragen. Die Gesteine wurden schon immer der Kalk-Alkali-Reihe zugeschrieben und es ergibt sich, daß auch ihre Differentiationstendenz durchaus dieser Reihe entspricht.

In einem weiteren Abschnitt werden die pegmatitisch-pneumatolytisch-hydrothermalen Drusenräume des Granophyrs und ihre Mineralien behandelt.

In einem letzten Abschnitt werden die Luganer Gesteine mit den anderen permischen Porphyrgebieten der Südalpen verglichen, von den Bergamasker Alpen und von Bozen, von Valsesia, von Belmonte, mit den Tiefengesteinen der unterostalpinen Decken und den tertiären Gesteinen der Südalpen. Von den Bozener Gesteinen werden drei neue Analysen gebracht. Für die permischen Gesteine wird überall die gleiche Differentiationstendenz festgestellt. In den tertiären Provinzen ist eine entschiedene Veränderung der Differentiationstendenz festzustellen, die aber nicht hinreicht, um nur auf Grund des Diagramms die Zugehörigkeit zum permischen oder tertiären Gebiet zu unterscheiden.

H. Schneiderhöhn.

Jugoslawien.

Tajder, M.: Fiziografija, kemijski sastav i geneza gabroidskog masiva Dren-Boula u Južnoj Srbiji. (Physiographie, chemische Zusammensetzung und Genese des gabbroiden Massivs von Dren-Boula in Südserbien.) (Rad jug. ak. znan. i umjet. Mat. pr. r. (82) 268. Zagreb 1938. 1—54. Mit 13 Textfig. Kroatisch.)

Im Süden von Demir-Kapia erstreckt sich ein großes gabbroides Massiv, dessen einzelne Gesteinstypen aus der Umgebung von Dren-Boula auf dem Jastrebac, Jovanovi und Zikovi Laki-Gebirge als auch dem, eine Abzweigung des Hauptmassiv bildenden Kolnič-Gebirge, näher beschrieben werden. Die einzelnen Gemengteile der Gesteine wurden nach der FEDOROW-Methode untersucht, wobei besonderer Wert auf die Zwillingsbildungen der mafischen Minerale gelegt wurde. (Olivin nach \perp (011) oder \perp (031), Diallag, auch als Drilling nach \perp (100) und \perp (101), weiter Parallelverwachsungen von Diallag und Amphibol usw.)

Die ultrabasischen Gesteine sind durch serpentinierte Verlite mit Olivin, Diallag, etwas Hypersthen, stellenweise Pigeonit und mit charakteristischer Kelephitstruktur vertreten. Sie gehen beim Anwachsen der Plagioklasmen auf Rechnung des Diallags, welcher dann nur noch in Umhüllungen um den Olivin auftritt, in Troktolit (mit Bytownit-Anorthit) über. Tritt im Gegensatz Olivin zurück, entwickelt sich ein Olivingabbro. In kelephitischen Rändern sind Pyroxene und Aktinolithe vertreten, welche auf Rechnung der Olivinkörner so anwachsen können, daß sie dieselben ganz ersetzen. Entfällt Olivin ganz, bilden sich Gabbros (mit Anorthit und Diallag), welche stellenweise uralitisiert sein können und zu Uralitgabbros (mit Labrador) als Endprodukten führen. Wenig verbreitet sind als Randpartien Amphiboldiorite mit stark zonaren Plagioklasen (Andesin — bas. Labrador) in Verbindung mit noch sauererem Quarzdiorit, welcher sehr arm an mafischen Bestandteilen sein kann (Andesin-Dioritporphyrit). Besonders hervorzuheben ist das Auftreten eines Basaltes mit uralitisierten Pigeoniten.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.
SiO ₂ . . .	40,04	39,75	47,00	46,35	51,17	54,50	66,96	71,42	49,68
TiO ₂ . . .	—	—	Sp.	—	0,33	1,02	0,51	0,46	1,02
Al ₂ O ₃ . . .	4,35	13,85	18,53	24,06	20,54	19,20	15,20	14,62	16,47
Cr ₂ O ₃ . . .	0,12	0,11	0,21	—	—	—	—	—	0,08
Fe ₂ O ₃ . . .	7,83	4,66	2,87	0,87	2,63	4,24	1,99	1,64	3,03
FeO . . .	3,97	2,65	2,20	1,16	1,90	3,73	2,64	1,54	5,33
MnO . . .	0,12	0,09	0,05	0,03	0,07	0,12	0,04	0,03	0,11
MgO . . .	31,11	23,47	11,98	7,31	5,78	3,99	2,96	0,81	9,08
CaO . . .	5,45	7,98	16,02	17,94	14,86	8,73	4,74	3,69	12,24
Na ₂ O . . .	0,24	0,61	0,79	0,80	1,95	2,82	3,84	4,21	2,28
K ₂ O . . .	0,01	Sp.	0,08	0,16	0,24	0,53	0,28	0,06	0,02
P ₂ O ₅ . . .	—	—	—	—	—	0,14	Sp.	Sp.	Sp.
H ₂ O + . . .	6,54	6,70	0,55	1,30	0,87	0,94	0,88	1,20	0,73
H ₂ O — . . .	0,44	0,45	0,15	0,27	0,16	0,21	0,17	0,15	0,18
Summe . . .	100,22	100,32	100,43	100,25	100,50	100,17	100,21	99,83	100,25

1. Verlit vom Jastrebovac. IV (V). 5. (4) 5. 5. [(1) 2. 3'. 1'. 1'].
2. Troktolit (Allivalit) von Jovanovi Lake. III'. 5. '5. 5. [(1) 2. 4'. 1. 1].
3. Olivinggabbro von Zikovi Laki. III. 5. '5. '5. [1 (2). 2. 2. 1 (2)].
4. Gabbro von Jovanovi Laki. II. 5. 5. '5.
5. Uralitgabbro von Selište. II'. 5. 4'. '5.
6. Amphiboldiorit von Boula. II. 4 (5). 4. (4) 5.
7. Quarzdiorit von Boula. (I) II. '4. 3'. 5.
8. Andesin-Diorit-Porphyrat mit Quarz von Boula. I. 3 (4). 3. 5.
9. Basalt von Zikovi Laki. III. 5. 4. 5. [(1) 2. 1. 2. 2].

Im Kolnič-Massiv treten ultrafemische Gesteine nicht auf, jedoch jenen von Jovani Laki identische Gabbros, gleichfalls mit Übergängen zum Uralitgabbro. Ein Gang im Gabbro besteht aus Amphibolitdiabas, die Randpartien des Massivs werden aber vom Albitdiabas mit typischer ophytischer Struktur eingenommen.

1. Amphibolgabbro von Kolnič. III. 5. 4 (5). 5 [1'. 2. 2. 2].
2. Gabbro von Kolnič. III. 5. (4) 5. 5 [1. '2. 2. '2].
3. Uralitgabbro von Kolnič. II (III). 5. 4'. 5.
4. Amphibolit-Diabas von Kolnič. II'. '5. '4. 5.
5. Albit-Amphiboldiabas von Kolnič. II'. 5. '3. 5.

	1.	2.	3.	4.	5.
SiO ₂	46,98	47,78	47,56	52,72	55,02
TiO ₂	Sp.	Sp.	1,16	1,64	2,06
Al ₂ O ₃	13,89	17,85	20,14	17,17	15,90
Fe ₂ O ₃	3,40	1,81	1,84	2,86	3,44
FeO	5,42	3,63	6,25	7,29	6,30
MnO	0,10	0,06	0,14	0,10	0,13
MgO	12,89	10,08	7,14	5,83	6,01
CaO	13,31	15,95	12,23	8,19	4,45
Na ₂ O	1,25	1,06	1,90	3,30	5,35
K ₂ O	0,08	0,14	0,16	0,23	0,16
P ₂ O ₅	—	—	—	0,11	—
H ₂ O +	2,23	1,85	1,39	1,07	1,45
H ₂ O —	0,42	0,17	0,15	0,14	0,16
Summe	99,97	100,38	100,06	100,65	100,43

Näher wird auf die genetische Verwandtschaft der beiden Massive eingegangen und auf Grund von Diagrammen der Gew.-%, Mol.-% und der nach der CIPW-Methode berechneten Minerale erläutert. Parallel mit dem Anwachsen der SiO₂-Menge (von 40—72%) geht die Anreicherung an salischen Mineralien, wie dies am besten aus den Parametern der einzelnen Gesteine ersichtlich ist. Erwähnenswert ist weiter das Anwachsen der Plagioklasmenge im Gabbro und (dann) eine konstante Abnahme dieses Gemengteiles in Verbindung mit einer Verringerung des Anorthitgehaltes von 90—33%, ja sogar 5% An (Albit-Diabas). Im gleichen Sinn steigt parallel mit dem Fallen der Olivin- und dann der Pyroxenmenge in saureren Typen, diejenige der Amphibole.

An gegebenen Mineralkombinationen der Gesteine wird die Kristallisationsfolge aus einem gemeinsamen Magma erläutert. Die Zusammen-

setzung des Ursprungsmagmas soll annähernd dem in Dren-Boula auftretenden Basalt entsprechen, dessen Projektionspunkt im BOWEN'schen Diopsid-Plagioklas-Diagramm man an der eutektischen Linie Diopsid-Plagioklas mit etwas über 50% An annehmen kann. Die Differentiationsreihe geht im Dren-Boula-Gebiet vom Verlit über die Gabbros zum Diorit. Beim Kolnič-Massiv ist die Reihe analog, nur kam es wahrscheinlich wegen schnellerer Abkühlung zur Bildung von Diabas bzw. Albit-Diabas (reich an Mafiten) neben Gabbros. Die Uralitisation führt Verf. nicht auf dynamometamorphe Einflüsse, sondern auf jene bestimmter Zonen im Verlauf der Kristallisationsdifferentiation eines Magmas zurück.

L. Dolar-Mantuani.

Marić, L.: Diatomejska zemlja od Gornjeg Disana, Pulića i Zovića u Vardarskoj Banovini. (Die Kieselgurablagerungen von Gornji Disan, Pulići und Zović im Vardarbanat.) (Bull. d. Serv. Géol. d. Roy. d. Yougosl. 7. Beograd 1938. 333—336. Kroat. mit deutsch. Zusammenf.)

Es werden einige Fundorte (Sektion Prilep—Bitolj) von Infusorienerde, welche vorwiegend aus Diatomeen (*Cyclotella* KÜNTZ) mit Beimengungen von Tonsubstanz, Limonit, Muscovit, Feldspat und Quarz besteht, beschrieben. Die Infusorienerde von Pauliçi enthält noch Halit und $MgSO_4$ (?).

Infusorienerde von Pauliçi: SiO_2 74,69, TiO_2 0,19, Al_2O_3 4,30, Fe_2O_3 1,35, MgO 1,03, CaO 0,53, Na_2O 8,38, K_2O 0,86, $H_2O + 0,25$, $H_2O - 1,94$, CO_2 0,54, Cl 9,31, SO_3 1,06, Summe 104,63, — 0 für Cl — 100,43%.

Infusorienerde von Gornji Disan: SiO_2 83,13, TiO_2 0,14, Al_2O_3 5,42, Fe_2O_3 0,92, MgO 0,23, CaO 0,35, Na_2O 0,20, K_2O 0,36, $H_2O + 5,60$, $H_2O - 3,38$, CO_2 0,45, Cl 0,01, SO_3 0,27, Summe 100,46%.

L. Dolar-Mantuani.

Dimitrijević, B. i M. Ilić: Labradorski andeziti na Crnom Vrhu i Ješevcu (Šumadija). (Les andésites labradoriques de Crni Vrh et de Ješevac dans la région Šumadija (Serbie Central).) (Bull. d. Serv. Géol. d. Roy. d. Yougosl. 7. Beograd 1938. 291—312. Mit 1 Textfig. u. 1 Taf. Serb. mit franz. Zusammenf.)

Das Massiv von Crni Vrh und Ješevac ist in seinen unteren Partien aus grauen bis rötlichen Daziten und Andesiten mit Andesin ($39\frac{1}{2}$ —44%An) als Einsprengling aufgebaut, während anscheinend die höheren und zentralen Teile dunkle, seltener rötliche Andesite mit Labrador einnehmen. Die von den Verf. Labradorandesite benannten Gesteine können den Einsprenglingen nach in 3 Typen untergeteilt werden. In allen sind die Plagioklase, im Gegensatz zu dem benachbarten und z. T. ähnlichen Eruptivmassiv von Rudnik, gar nicht oder wenig zonar und enthalten zahlreiche Glasreste in größeren Körnern. Grundmasse 55—82% des Gesteines.

1. Typus mit Hornblende (am verbreitetsten). Einsprenglinge: Labrador (52—65% An), kastanienbraune bis rötliche Hornblende ($2V = -81^\circ$, $Ng \wedge [001] = 22^\circ$), gelegentlich eine grüne Varietät, seltener Biotit und Augit, nur u. d. M. sichtbar Hypersthen. Die Plagioklase überwiegen normalerweise über die Hornblenden. Grundmasse: Feldspatmikrolithe und Glas, ausnahmsweise Mikrolithe mafischer Minerale und Magnetit.

2. Typus mit Hypersthen (seltener). Einsprenglinge: Labrador (52—58 % An), wenig Hypersthen ($2V = -72^\circ$).

3. Typus mit Augit. Einsprenglinge: Augit ($2V = +61^\circ$, $Ng \wedge [001] = 42^\circ$), wenig Biotit und kleine Hypersthenkörner. Plagioklas in der Grundmasse neben Augit und Magnetit. Basaltähnlich, doch in engster Verbindung mit Labradorandesiten und als Übergangstypus zu den Olivinbasalten mit Biotit vom Rudnik-Massiv aufzufassen.

Auf Grund der sekundären Veränderungen und der Lagerungsverhältnisse hat man sich die Labradorandesite wahrscheinlich als eine auch zeitlich getrennte Fazies der Dazit-Andesite vorzustellen. **L. Dolar-Mantuani.**

Dolar-Mantuani, L.: Tonaliti na Pohorju, tako zvani pohorski graniti. (Tonalite im Pohorje-Gebirge, die sog. Bacherngranite.) (Tehnika in Gospodarstvo. 4. Ljubljana 1938. Beilage XVII—XXXII. Mit 13 Textfig. Slowenisch.)

Die vor dem Kriege auch in der südlichen Steiermark, besonders in Graz als Baumaterial verwendeten Tonalite aus dem Pohorje-Gebirge (Jugoslawien) werden kurz beschrieben: ihre Verbreitung, die einzelnen Steinbrüche, Charakteristik als Baumaterial und ihre Verwendung. **Ref. d. Verf.'s.**

Hić, M.: Eruptivne stene okoline Raška. (Die Eruptivgesteine der Umgebung von Raška.) (Bull. d. Serv. Géol. d. Roy. d. Yougosl. 7. Beograd 1938. 217—290. Mit 2 Taf. Serbokroat. mit deutsch. Zusammenf.)

Die petrographisch interessante Umgebung von Raška (Mittelserbien) besteht aus verschiedensten Eruptivgesteinen. Man kann sie als Produkte 4 verschieden alter Magmabewegungen auffassen, deren gegenseitiges Alter zwar klar aus ihrer Lagerung hervorgeht, ihr Alter jedoch mangels sicherer Altersbestimmungen einiger umgrenzender Sedimente nicht ganz feststeht. Verf. unterscheidet:

1. Paleozoische oder präpaleozoische Peridotite, Chromitite, Pikotite und Gabbros.

2. Postsenone, wahrscheinlich paleogene kleinere Diorit-, Syenit-, Albitit- und Granitmassen.

3. Neogene größere Ergüsse von Andesin-Andesiten und Daziten.

4. Wahrscheinlich noch jüngere Labrador- und Bytownit-Andesite, welche die propylitisierten Zonen der Gruppe 3 begleiten und durchsetzen.

Die Arbeit enthält detaillierte mikroskopische—auch nach der FEDOROW-Methode erhaltenen Angaben der wichtigsten Bestandteile aller Gesteine, als auch die Art des Auftretens einzelner Gesteine, wie folgt:

1. Gesteinsserie ohne Feldspäte. Nimmt fast die Hälfte des untersuchten Gebietes (25×20 km) ein und erstreckt sich NW—SO-Richtung noch in die angrenzenden Gebiete. Bestandteile: Olivin, Enstatit, verwachsen mit Diopsid, sehr untergeordnet Pigeonit. Akzessorien: Spinell als hauptsächlicher, gleichmäßig verteilter Bestandteil, Magnetit und nur im begrenzten Gebiet Chromit. Letzterer auch in 1—3 m großen Nestern mit stufenweiser Anreicherung des Chromits in serpentinisiertem Peridotit. Das Auftreten von Chromit schließt jenes von Spinell aus, zieht jedoch das von Pikotit ($N = 1,96$) nach

sich. Vielleicht von Wichtigkeit für die Untersuchungen von Chromlagerstätten. Sek. Mineralien: Serpentin — 37—95% des Gesteins, Chrysotil, Bastit, Chlorit, Talk. Gesteinstypen; Serpentinisierte Harzburgite als verbreitetster Typus, Übergänge zu Lherzoliten, serpentinisierte Dunite, in Pikotitnestern ganz untergeordnet Pyroxenite.

2. Die Gabbroserie tritt in Verbindung mit Peridotiten mit vollständigen Übergängen zu ihnen auf. Hauptbestandteile: Plagioklas (in Übergangstypen zu Peridotiten nur bis 10%) im mittelkörnigen Gabbro Anorthit und Bytownit, im Gabbropegmatit bas. Labrador, Olivin, Enstatit, Hypersten, Augit in Parallelverwachsungen mit Uralit, Pigeonit. Gesteinstypen: Olivinnorite (mit 15% Augit!), Norite, Pegmatitnorite, Gabbro z. T. uralitisierter, Gabbropegmatit mit und ohne Olivin.

3. Die Dioritserie. Verf. unterscheidet feinkörnige dunkle Diorite mit z. T. schieferiger Textur, mit Labrador und grüner Hornblende vom Goplički-Typus und lichte normale Quarzdiorite mit Andesin, Hornblende und Quarz vom Kopaonik-Typus. Beide treten in Gang- oder Stockform getrennt auf und wurden auf Grund von Übergangstypen zu Gesteinen der nächsten Serie zusammen beschrieben.

4. Albitsyenitserie (sehr selten). Albitoligoklas mit Hornblende oder Avgit. Ersterer verhältnismäßig mafisch enthält bis 4% Erze, vor allem Ilmenit.

5. Albititserie als Gänge bzw. kleinere Massen im Serpentin auf zwei Lokalitäten in zwei Variationen: lichtgraue, körnige Trnava-Albitite mit Prehnit und Epidot und grüne, dichte bis porphyrische Ivanje-Albitite mit Epidot.

6. Granite in sehr seltenen kleineren Massen mit Albit und im Vergleich mit der vorhergehenden Gruppe weniger Mafiten und mehr Quarz als auch Granite mit Albit und Orthoklas als Gänge und kleinere Massen.

7. Andesin-Andesite und Dazite. Die Gruppe ist nach der feldspatfreien am verbreitetsten und tritt in Form von Ergüssen, begleitet von Breccien in peripheren Teilen, auch Gängen und Stöcken auf. Die Gesteine sind meist grau, häufig propylitisiert, wobei solche Zonen öfters die Richtung NO—SW aufweisen und von Gesteinen der nächsten Gruppe durchbrochen werden. Gesteinsvarietäten nach den mafischen Mineralen: Hornblende, Biotit, Augit.

8. Labrador- und Bytownit-Andesite (wenig verbreitet). Dunkle, quarzfreie und an Mafiten arme Andesite mit viel Glas und Erzen in der Grundmasse. Einsprenglinge der Labrador-Andesite: Plagioklas (55% An), Hornblende, Augit, seltener Hypersten. Einsprenglinge der Bytownit-Andesite (nur an einer Stelle beobachtet): Plagioklas (84% An), Hornblende. Die Zuteilung zu Andesiten geschah auf Grund der seltenen mafischen Einsprenglinge.

Von einigen Gesteinen ist die Modalzusammensetzung beigegeben und aus ihr nach der Methode von LACROIX zwecks Erhaltung der Parameter der Chemismus berechnet. Auf die Sippenverwandschaft wurde nicht eingegangen.

L. Dolar-Mantuani.

Luković, M.: Geološki sastav i tektonika Istočnog dela Planine Crne Gore (Karadaga). (Geology of the eastern partion of the Crna Gora (Kara-Dag) Mountain (Southserbia).) (Bull. d. Serv. d. Géol. d. Roy. d. Yougosl. 7. Beograd 1938. 1—27. Mit 5 Textfig. u. 1 geol. Karte. Serbokroat. mit engl. Zusammenf.)

Das Crna Gora-Gebirge nördlich von Skoplje erstreckt sich in N—S-Richtung und wird durch die NW—SO-Linie Kriva Njiva—Dobričane (bei Kumanovo) in zwei tektonische Einheiten getrennt: Die Süd- und Südwest-Vardar-Zone und den kleineren Nord- und Nordostteil des Rhodope-Massivs. Während das letztere Gneise, Granitgneise, Glimmerschiefer und Gneisgranite mit Aplit- und Pegmatitgängen aufbauen, ist die Zusammensetzung der Vardar-Zone viel mannigfaltiger. Man unterscheidet vor allem zwei Zonen von kristallinen Schiefen der Vardar-Serie (unteres Paleozoicum, wahrscheinlich Ordovicium bis Devon und zwar Phyllite, Quarzite, Marmore, Magnetit-, Chlorit- und Amphibolschiefer) und eine dazwischen gelagerte mesozoische Zone. Diese besteht aus der wahrscheinlich obertriassischen Diabas-Hornsteinserie, gleichalten, oder z. T. spätpaläozoischen Peridotiten, Gabbros und Serpentin, welche mit der Diabas-Hornsteinserie den größeren Teil der mesozoischen Zone bilden und mit Magmabewegungen des hercynisch-orogenen Zyklus in Verbindung stehen. Es folgen oberjurassische (?) Kalksteine, obercretacischer Flysch. Letzterer wurde wahrscheinlich im Paleogen in der Nähe von Lojane von Graniten und Syeniten intrudiert und im Miocän von Andesiten und Daciten. Mariner Unteroligocän am Südwestrand, Süßwasserplicocän.

Die Rhodope-Masse reicht über die kristallinen Schiefer der Vardar-Zone, deren sämtliche Formationen, Peridotite und Gabbros inbegriffen, eine NW—SO-Richtung haben und schuppenförmig in der Südwestrichtung überschoben sind. Sekundäre kleinere Überschiebungen und miocäne randliche Radialbrüche.

Erzvorkommen: Im Abbau: Chromit von Lojane und Antimonit von Lojane und Nikuštak, entstanden in pneumatolytisch-hydrothermalen Phase in Verbindung mit Dacit-Andesiten. Kleinere Mineralisationszonen: Am Kontakt zu kristallinen Schiefen eine ca. 10 m mächtige Zone mit Nickelerzen, weiter Linsen von Manganerzen, Magnetit in Magnetitschiefern, Eisen- und Kupferadern als auch Imprägnationen in Quarziten und schließlich in der Diabas-Hornsteinserie eine mit Pyrit imprägnierte 10—20 m mächtige und ca. 1 km lange Zone.

L. Dolar-Mantuani.

Simić, V.: Geološka gradja Banjske i okoline. (Zur Geologie der Umgebung von Banjska.) (Bull. d. Serv. Géol. d. Roy. d. Yougosl. 7. Beograd 1938. 29—62. Mit 18 Textfig. u. 1 geol. Karte. Serbokroat. mit deutsch. Zusammenf.)

Im nordöstlichen Teile des Banjska-Tales (bei Kosovska Mitrovica, Südserbien) sind Bildungen der sog. Ibar-Masse verbreitet. Diese bestehen aus Serpentin mit Amphiboliten, Diabasen, Schichten der Diabas-Hornstein-Formation (im Sinne HAMMER's), so wie im Südostteil aus obercretacischen Flyschablagerungen (Sandsteinen, Tonen, lokalen Mergeln und Hornstein-

kalken) mit charakteristischen granitischen Geröllen. Die Flyschbildungen werden von zwei deutlich ausgeprägten NNW—SSO sich erstreckenden Verwerfungen umrandet.

Die Serpentine und z. T. auch die Diabas-Hornsteinschichten sind in der Richtung von NO gegen SW auf kalkige Flyschbildungen mit Serpentin der Gruppe Cerovik—Rujiste aufgeschoben. Diese Flyschbildungen bestehen aus Basalkonglomeraten (beim Cerovik-Berge 7 m mächtigen) mit Diabas- und Gabbro-, selten Serpentinergöllen, auf welchen rote, plattige, mergelige Kalksteine und dann dichte, gelegentlich sandige Kalksteine mit zwei breccienartigen Zwischenlagen aufliegen. Gegen SO werden die Cerovik-Kalksteine durch Mergel und Sandsteine ersetzt, welche auch die sich ebenfalls NW—SO erstreckende Serpentinzone von Kozarevo—Rujiste umranden. Letztere wird vom Flysch überlagert. Bemerkenswert sind weiter in Gegend von Kozarevo vereinzelte Vorkommen von im Serpentin eingeschlossenen Kalksteinen, welche einer Serpentin-Gabbro-Breccie mit faustgroßen Marmorbruchstücken aufliegen. Stellenweise sind Serpentine mit weißen Marmor Massen zusammengekittet. Alle diese Bildungen werden als tektonische Reibungsbreccie aufgefaßt.

L. Dolar-Mantuani.

Bulgarien.

Dimitrov, St.: Beležki v' rhu geologijata i petrografijata na Lozenskata Planina. Stratigrafija i tektonika. (Notizen über die Geologie und Petrographie der Lozenska Planina (Bulgarien). Stratigraphie und Tektonik.) (Jb. d. Univ. Sofia. Phys.-math. Fak. 33, 3. Naturw. 1936/37. Sofia 1937. 163—218. Mit 3 Textfig., 1 Profiltaf., 1 geol. u. 1 tekt. Karte. Bulg. mit deutsch. Zusammenf.)

Das bis jetzt geologisch noch wenig untersuchte Gebiet der Lozenska Planina (südlich vom Sofija-Becken und westlich vom Iskar-Durchbruch) besteht aus arhaischen kristallinen Schiefen mit kleinen Serpentinvorkommen, aus paläozoischen phyllitähnlichen Schiefen, Hornblende- und Chlorit-prasiniten, in Verbindung mit spilitischen Diabasen, Grauwacken, Quarziten und gangförmigen Alkalimikrograniten. Weiter sind vertreten: Gesteine der Permotrias, der mittleren Trias, des Jura (Malm, Oxfordien, Kimmeridgien und Titan?), Turons und Senons. Letzterer vom mediterranen Typus, wechselnd mit Andesiten und Andesittuffen der sog. obercretacischen bis mittel-eocänen, hinterbalkanischen Eruptivzone. Sehr verbreitet sind neogene Sedimente. Der höchste Gipfel des Lozenska Planina (1194 m) besteht aus fluviatilen Diluvialablagerungen. Jünger als Andesite, doch nicht genau bestimmbar, sind Trachyandesite.

Der tektonische Bau ist durch fünf mächtige Dislokationen (meist saigere Überschiebungen), welche das Gebiet in fünf tektonische Streifenschollen einteilen, gekennzeichnet. Die südlichste Dislokation folgt in Nordwestrichtung dem Iskar-Durchbruch und bildet eine tektonische und geologische Grenze zwischen der Lozenska Planina und der Plana Vitoša-Masse, welche auf die mesozoischen Sedimente der ersteren überschoben ist. Weiter folgen die Dislokationen von Čukurovo, Jazdirastovci, Polovrak, Monastir (Lozen)

in O—W-Richtung und schließlich jene von Treska in Nordostrichtung. Sie grenzen von S gegen N bzw. NO die Pasarelscholle, dann die Streifenschollen von Čuki, Polovrak, Monastir und Lozen ab, von denen die Pasarelscholle und jene von Monastir grabenähnlich, jene von Polovrak aber horstähnlich zwischen die entsprechenden Schollen eingeklemmt sind. Zwischen die Streifenschollen von Monastir und Lozen ist noch eine schmale, linsenförmige Scholle nördlich vom Novi Han zu beobachten. An der Treskadislokation ist die Lozenscholle auf die Kamenica-Rakoviška Schuppe des westlichen Sredogorje nach N überschoben. Brüche und Faltungen beteiligen sich an der Gesamttektonik dieses Gebietes, daß man von einer Bruchfaltungs-tektonik sprechen kann.

Die Hauptorogenese ist postsenonisch (Laramisch) und mit der Angliederung der Strukturzone von Sredogorje zur austriischen Kernzone des Balkans an der Innenseite in Verbindung. Die Iskardislokation und die Querspalten der Lozenska Planina sind jünger (? savisch). Mit den mobilen Zonen ist auch das Feld der vulkanischen Tätigkeit seit der Oberkreide nach dem Süden gewandert. Eine spätere, vielleicht rodamische oder wallachische und eine sizilianische Wiederbelebung der Orogenese hat die Erhebung der Vitoša, Lozenska Planina und Plana Planina und die Ausbildung der anschließenden Becken verursacht.

L. Dolar-Mantuani.

Dimitrov, St.: Prinos k'm izučvanieto na našit kalievo-alkalni skali. Eruptivnit skali pri s. Svidnja. (Beitrag zur Kenntnis der kalireichen Alkaligesteine Bulgariens. Eruptivgesteine von Svidnja-Westbalkan. (Jb. d. Univ. Sofia. Phys.-mat. Fak. **33**, 3. Naturw. 1936/37. Sofija 1937. 291—343. Mit 7 Textfig. u. 1 geol. Karte. Bulg. mit deutsch. Zusammenf.)

In der Umgebung von Svidnja (5 km westlich von Svoge im Iskar-Durchbruch) treten in silurischen Sedimenten, welche durch eine mächtige auf alpidische Orogenese zurückzuführende Dislokation von den oberkarbonischen Sedimenten getrennt sind, paläozoische Shonkinite, Kaliquarzensyenite und Quarztinguaite auf.

Bei den in Form kleiner unregelmäßiger Intrusivkörper auftretenden Shonkiniten sind drei Typen zu unterscheiden: 1. Ägirinaugit-Biotitshonkinite (Anal. I Pesoko, Anal. II Kornidol) mit Augit-Ägirinaugit (25,6%), Natronorthoklas (38%), Biotit (32%) Akzes. (1,75%) und sekundärer Alkalihornblende (2,5%). 2. Katophoritführender Augitbiotitshonkinite (Anal. IV Kornidol) mit Augit (18,3%), Biotit (17,4%), Natronorthoklas (54,6%), katophoritische Hornblende (4,7%), Akzes. (5,04%) und 3. dasselbe Gestein mit umgewandeltem Olivin (Anal. V Zvanilskidol). Mineralbestand: Natronorthoklas (47%), katophoritische Hornblende (34,4%), Augit (8%), Biotit (1%), Olivin (8%), Apatit (1,2%). Als Apophysen treten quarzführende Uralit-Biotit-Yogoitmonzonite (Anal. III u. VI, beide aus Kornidol) auf.

Weniger verbreitet sind Kali-Alkaliquarzensyenite. Mineralbestand: Natronmikroklin (— Übergang zwischen Mikroklin und Anorthoklas — 70%), Alkalihornblende (14,5%), Ägirin (5,8%), Quarz (5,4%), Albit (6%), Akzes. (2,5%). Die Alkalihornblenden zeigen deutliche Isomorphieschichtung: $n\beta : c = 32^{\circ} - 11^{\circ}$ (Kern), $2V = -72^{\circ} - 0^{\circ}$ (Kern), $n\beta =$ gelblich—grün,

$n\alpha$ = blaß gelblich, $n\gamma$ = b—tief grauviolett; oder im Kern $2V = -0^\circ - 45^\circ$, $n\gamma : c = 11^\circ - 19^\circ$, $n\gamma$ —hell grünlich, $n\alpha$ —fast farblos, $n\beta = b$ —hellviolett. In den Spalten Riebeckit. (Ägirin-Alkalihornblende-Quarzsyenite, Anal. VII Hajduška padina, (?) Anal. VIII oberhalb Padej.) Im Innern der Vorkomnisse wird das Gestein leukokrater (Alkalihornblende-Quarzsyenit, Anal. IX oberhalb Padej). In ihrer Randfazies gehen diese Alkali Quarzsyenite in schlierige tinguitähnliche Gesteine über (Aegirin-Alkalihornblende-Quarzsyenit, Anal. X nordöstlich von Liljako; mit porphyrischer, Anal. XI, Zvanilski dol und porphyroider Struktur, Anal. XII Stancite).

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.		
SiO ₂	47,81	51,88	53,30	54,04	54,35	57,01		
TiO ₂	1,43	1,36	1,50	1,43	1,35	1,40		
Al ₂ O ₃	9,32	10,26	12,00	12,51	12,12	12,40		
Fe ₂ O ₃	6,43	6,16	4,48	3,06	4,19	2,02		
FeO	6,30	5,11	6,08	5,07	3,92	6,27		
MnO	0,14	0,14	0,09	0,13	0,11	0,15		
MgO	8,42	6,23	6,06	5,59	5,60	4,10		
CaO	8,07	6,24	4,15	5,25	5,53	4,05		
BaO	0,40	0,51	0,23	0,35	0,34	0,40		
Na ₂ O	3,67	2,63	2,72	2,26	2,42	3,04		
K ₂ O	4,07	7,28	6,52	8,29	7,96	6,36		
P ₂ O ₅	0,80	1,10	0,76	0,90	0,77	1,13		
CO ₂	1,83	—	0,41	—	—	0,72		
H ₂ O +	1,41	0,88	1,73	0,90	1,20	0,81		
H ₂ O —	0,13	0,11	0,13	0,27	1,13	0,11		
Summe .	100,25	99,89	100,06	100,05	100,03	99,95		
Spez. Gew.	2,876	2,917	2,807	2,789	3,237	2,726		
	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	XIII.	XIV.
SiO ₂	60,75	60,27	64,04	60,52	60,39	61,76	59,06	62,16
TiO ₂	1,00	0,90	0,33	0,40	1,21	1,64	1,07	1,07
Al ₂ O ₃	10,81	12,06	13,39	13,52	11,16	9,04	10,17	10,12
Fe ₂ O ₃	6,27	5,66	5,22	4,09	8,20	9,71	8,65	7,07
FeO	2,72	1,86	0,82	2,24	1,79	2,35	2,31	1,16
MnO	0,12	0,09	0,06	0,06	0,08	0,12	0,11	0,11
MgO	3,29	2,86	1,00	2,33	1,36	1,55	3,03	3,17
CaO	2,39	2,63	0,54	1,61	1,19	1,36	1,68	1,31
BaO	0,38	0,45	0,43	0,35	0,30	0,30	0,41	0,26
Na ₂ O	3,44	2,90	1,52	2,82	4,13	3,50	4,24	3,45
K ₂ O	8,19	8,98	12,10	10,99	9,06	7,11	8,11	9,27
P ₂ O ₅	0,50	0,49	0,27	0,27	0,42	0,41	0,75	0,54
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O +	0,85	0,71	0,67	1,03	0,79	0,81	0,64	0,51
H ₂ O —	0,11	0,09	0,08	0,06	0,11	0,14	0,09	0,08
Summe .	100,82	99,95	100,47	100,29	100,19	99,80	100,32	100,28
Spez. Gew.	2,718	2,706	2,617	2,704	2,798	2,806	2,823	2,785

Die (Ägirin-Alkalihornblende-) Quarztinguaite kommen nur als schmale Gänge in Shonkiniten vor. Mineralbestand: Natronmikroklin (anorthoklasähnlich) (59,4%), Alkalihornblende (11,35%), Aegirin (24%), Quarz (1,3%), Biotit (3%), Akzes. (0,9%) (Anal. XIII Pesoko, Anal. XIV Rogó).

Die Shonkinite (Hauptintrusion), Quarzalkalisyenite und Quarztinguaite (Nachschübe) sind als Differentiate ein und desselben Magmas aufzufassen, welche nacheinander zur Ausbildung gekommen sind. Einer je späteren Phase das Gestein angehört, desto fm-reicher (Fe_2O_3 !) und al-ärmer ist es. Analoge Erscheinungen sind bei den ebenso mediterranen Eruptivgesteinen von Seslavei aus dem inneren Rand des ehemaligen hercynischen Hauptorogens beschrieben.

L. Dolar-Mantuani.

Dimitrov, St.: Eruptivnit skali nad selata Seslavei i Buhovo (Sofijsko). (Die Eruptivgesteine oberhalb Seslavei und Buhovo (nordöstlich von Sofija).) (Extr. d. l'Ann. d. l'Univ. de Sofia fac. phys. math. 31, 3. Sc. nat. 1934/35. Sofija 1935. 189—248. Mit 7 Textfig. u. 1 geol. Karte. Bulg. mit deutsch. Zusammenf.)

An den Südabhängen des Balkans, etwa 20 km nordöstlich von Sofija, durchbricht ein ca. 15 km² messender Intrusivstock aus Quarzsyeniten mit lakkolithischer Differentiation im Kern zu Granosyeniten, in den Randpartien zu Monzoniten die obersilurischen Schichten. Als Gänge treten auf: Quarzsyenitporphyre, dann zum Umriß des Stockes radial angeordnete Quarzsyenitaplite, Quarzbostonitporphyre und als jüngstes Glied Quarztinguaite. Noch jünger (wahrscheinlich permisch) sind Quarzporphyre, die jedoch weder genetisch, noch geologisch mit den ersten verbunden sind.

Während der alpidischen Orogenese sind die mesozoischen Sedimente dieses Gebietes von einem SSW—NNO gerichteten Druck an die hercynischen Teile des Balkans (mit sämtlichen Eruptivgesteinen dieses Gebietes) gepreßt, kompliziert gefaltet oder überschoben worden. An drei, tief in die hercynischen Teile hineinreichenden Dislokationen findet man zahlreiche Erzlagerstätten: Hämatit oberhalb Seslavei, Torbernit im Norden des Gipfels Goten, Gänge von Antimonit-Schwefelkies und Bleiglanz-Kupferkies westlich von Goten.

Die Monzonite enthalten Plagioklas, Natronorthoklas, diopsidischen Augit, gemeine Hornblende, Biotit und Quarz (jogoitisches Magma; Analyse II Velepunktal, Anal. III zwischen Palövrat und Kriva Padina). Sie gehen in Biotitshonkinitmonzonite mit Hornblende, Plagioklas, diopsidischem Augit, Aktinolith und Quarz (Anal. I Velepunktal) bzw. in Quarzsyenite mit mikrobis kriptoperthitischem Natronorthoklas, zonarem Plagioklas und mit diopsidischem Augit bzw. ohne (in Granosyeniten) über. Chemische Zusammensetzung: normalsyenitisch (Anal. V Hornblendebiotitsyenit, südwestlich des Goten; Anal. VI Hornblendesyenit, Velepunktal), jogoitisch (Anal. IV Monzonitsyenit, Velepunktal) und granosyenitisch (Anal. VII Sperlatal). Alle zeigen deutlich mediterrane Differentiationstendenz, welcher auch die Quarzsyenitaplite (rapakiwitisches Magma, Anal. VIII Šolina rovina) mit Natronorthoklas, Plagioklas, Quarz, Hornblende und Biotit entsprechen.

Die den Analysenumrechnungen nach als Kali-Quarzbostonitporphyre benannten Gesteine bilden eine natürliche, mit allmählichen Übergängen in

Verbindung stehende Ganggesteinsreihe. Die si-ärmsten Glieder sind kataphoritische Quarzbostonitporphyre mit perthitischen Natronorthoklaseinsprenglingen und einer Grundmasse aus Natronorthoklas, Quarz und Katophorit (syenitgranitisches bis granosyenitisches Magma, Anal. IX zwischen Belavski dol und Berovska reka; Anal. X Katophoritbostonitporphyr, Salband des Ganges Anal. XII in der Berovska reka). In den si-reicheren Gliedern ändern sich die dunklen Gemengteile: die Alkali-Hornblende nimmt an Menge ab und es vollzieht sich ein Übergang zu biotitkataphoritischen Quarzbostonitporphyren (Anal. XI Berovska reka) oder leukokraten Biotitquarzitbostonitporphyren (Anal. XII Mitte des Ganges der Anal. X und Anal. XIII, beide Berovska reka).

Eine noch größere Variation zeigen die Kali-Quarztinguaite, welche ebenfalls eine natürliche, chemisch, mineralogisch und geologisch gut charakterisierte, selbständige Ganggesteinsreihe bilden. Die si-ärmsten Gesteine sind quarzführende kataphoritische Lamprotinguaite mit Natronorthoklas, Natronmikroklin (?), Katophorit und Quarz (lamproitisches Magma, Anal. XIV Velepunktal). Bei den si-reicheren Gliedern nehmen die farbigen Gemengteile ab und es vollzieht sich der Übergang zu quarzarmen ägirinkataphoritischen Quarztinguaiten (Anal. XVII Belavski dol) bzw. Katophoritsölvbergiten mit (Anal. XV) oder ohne Ägirin (Anal. XVI, beide Sperlatal) und zu quarzreichen Quarztinguaiten (Anal. XVIII Ägirinkatophoritquarztinguait, Südwestseite des Goten und Anal. XIX Ägirinkatophoritgrorudit, Belavski dol). Die Quarztinguaite bestehen aus Natronorthoklaseinsprenglingen und einer Grundmasse aus Natronmikroklin (= anorthoklasähnlicher Mikroklin mit nach außen zunehmendem Gehalt an $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$; zonarer Schichtenbau: $2V = -65^\circ$ (Kern), ca. -32° (Saum), $\text{Na} : [100] = 5^\circ$ (Kern), 11° (Saum), $\text{Na} : a = 3,5 - 9^\circ$; deutliche Gitterstruktur), Katophorit, \pm Ägirin und Quarz. Die Analysen wurden nach der CIPW-Norm und der NIGGLI-Methode umgerechnet und auf Grund entsprechender Diagramme allgemein, als auch auf Grund der NIGGLI-Parameter einzeln diskutiert.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.
SiO_2 . . .	48,69	49,37	50,57	55,27	57,09	60,29
Al_2O_3 . . .	13,29	14,83	16,31	15,06	16,36	15,59
Fe_2O_3 . . .	3,92	4,94	4,14	4,02	2,72	3,00
FeO . . .	4,88	5,50	4,42	3,66	3,29	2,28
MnO . . .	0,14	0,13	0,15	0,13	0,10	0,07
CaO . . .	7,29	7,90	6,86	4,91	4,41	3,88
BaO . . .	0,26	0,20	0,24	0,35	0,15	0,33
MgO . . .	11,51	5,91	5,69	3,88	4,04	1,96
Na_2O . . .	2,07	2,53	3,13	3,36	3,55	3,75
K_2O . . .	3,54	4,65	5,75	5,73	5,75	6,60
TiO_2 . . .	1,30	1,07	1,07	0,72	0,64	0,50
$\text{H}_2\text{O} +$. . .	1,69	1,22	1,28	1,47	1,23	0,96
$\text{H}_2\text{O} -$. . .	0,16	0,18	0,20	0,15	0,19	0,16
CO_2 . . .	0,65	—	—	0,53	—	0,34
P_2O_5 . . .	0,54	0,93	0,32	0,45	0,60	0,19
Summe .	99,93	99,96	100,13	99,79	100,12	99,84

	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.
SiO ₂ . . .	63,16	73,14	65,11	65,18	67,84	68,27
Al ₂ O ₃ . . .	16,57	12,87	15,19	13,76	14,41	14,90
Fe ₂ O ₃ . . .	3,29	1,57	4,30	4,06	2,38	2,08
FeO . . .	0,90	0,76	1,28	1,23	0,54	0,67
MnO . . .	0,01	Spur	0,07	0,05	0,04	Spur
CaO . . .	1,00	1,32	1,61	1,09	1,21	0,68
BaO . . .	0,31	0,05	0,22	0,35	0,19	0,25
MgO . . .	1,69	0,69	0,98	1,30	0,73	0,36
Na ₂ O . . .	3,46	3,86	4,84	2,80	3,47	3,40
K ₂ O . . .	7,22	4,89	5,17	8,90	8,03	8,00
TiO ₂ . . .	0,30	0,14	0,36	0,71	0,29	0,43
H ₂ O + . . .	1,45	0,81	0,56	0,82	0,61	0,55
H ₂ O — . . .	0,45	0,09	0,19	0,08	0,12	0,20
CO ₂ . . .	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅ . . .	0,22	0,13	0,15	0,16	0,12	0,20
Summe .	100,03	100,32	100,03	100,49	99,98	100,07

	XIII.	XIV.	XV.	XVI.	XVII.	XVIII.	XIX.
SiO ₂ . . .	70,43	56,26	61,46	65,89	66,79	72,34	73,80
Al ₂ O ₃ . . .	14,09	9,70	12,09	11,93	10,56	6,22	9,63
Fe ₂ O ₃ . . .	1,83	5,42	5,84	5,61	5,68	9,03	5,81
FeO . . .	0,29	3,11	1,38	0,95	1,45	0,51	0,18
MnO . . .	Spur	0,10	0,10	0,11	0,04	0,05	0,03
CaO . . .	0,50	4,94	2,43	0,83	0,95	0,60	0,15
BaO . . .	0,08	0,05	0,29	0,16	0,23	0,55	0,18
MgO . . .	0,67	5,90	2,04	1,94	0,86	0,41	0,27
Na ₂ O . . .	2,43	2,79	3,55	2,46	2,89	2,76	1,35
K ₂ O . . .	7,21	7,87	7,89	8,26	8,60	4,68	7,87
TiO ₂ . . .	0,20	1,43	1,07	1,28	1,30	1,30	0,18
H ₂ O + . . .	0,68	1,29	0,92	0,67	0,47	0,89	0,60
H ₂ O — . . .	0,24	0,10	0,08	0,05	0,05	0,11	0,20
CO ₂ . . .	—	0,38	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅ . . .	0,12	1,00	0,20	0,23	0,19	0,15	0,10
Summe	99,77	100,34	99,34	100,37	99,86	100,00	100,35

Die drei aplitischen Ganggesteinsreihen sind anscheinend aus drei verschiedenen Restmagmen entstanden: je später (und vielleicht tiefer) ein solches Magma zur Ausbildung gekommen ist, desto fm-reicher und al-ärmer ist es; dasjenige der Lamprotinguite ist schon lamproitisch. Jedes dieser Restmagmen ist bei seiner Abkühlung einem neuen Spaltungsvorgang unterworfen worden, welcher zur Ausbildung einer kontinuierlichen, immer si-reicheren Ganggesteinsreihe geführt hat und zuletzt mit der Ausscheidung von reinem Quarz ausklingt.

L. Dolar-Mantuani.

Dimitrov, St.: Geološki i petrografski izučvanija v jugoi-ztočnit otd'li na Vitoša i severnit otd'li na Plana Planina s osoben ogled na kontaknit zoni okolo intruzivnit skali. (Geo-

logische und petrographische Untersuchungen an den südöstlichen Abhängen der Vitoša und an den nördlichen Teilen der Plana Planina (Südwestbulgarien), mit besonderer Berücksichtigung der Kontakthöfe der Intrusivgesteine.) (Ext. d. í Ann. d l'Univ. de Sofia, fac. d. sc. 30, 3. Sc. nat. 1933/34. Sofija 1934. 41—130. Mit 2 Textfig., 1 Tab., 1 Taf. u. 1 geol. Karte. Bulg. mit deutsch. Zusammenf.)

Das südlich von Sofija sich erhebende Massiv Vitoša und das daran anschließende Plana Planina-Gebirge werden in ihren Kernen von Intrusivgesteinen gebildet. Das erste schließt einen Syenitlakolith (mediterrane Sippe) mit dioritischen und gabbrodioritischen Randbildungen, das zweite einen Quarzdioritbatholith (pazifische Sippe) mit Gabbrodioriten ein.

Als Hülle der Intrusivkörper treten archaische Injektionsgneise und Glimmerschiefer auf, weiter paläozoische Diabase, Diabasuffe und Amphibolitschiefer mit Phylliten und Grauwacken, während das Alter für die bisher als paläozoisch angenommenen klastischen Sedimente (Feldspatsandsteine, sandige Tonschiefer, Konglomerate und Quarzite) (vielleicht Dogger oder Turon), sowie die dunkelgefärbten Tonschiefer und roten Sandsteine (wahrscheinlich Rotliegendes) nicht sicher festgestellt ist. Vom Mesozoicum sind Schichten der unteren (Buntsandstein) und mittleren Trias, der oberen Jura (Oxfordien und Kimmeridgien) und des Senons vertreten. Dem letzteren sind mächtige Andesitmassen, welche die Vitoša-Intrusion umgeben (Vitoša-Andesitring) und auch zahlreiche Gänge bilden, zuzuzählen. Tertiäre Ablagerungen füllen die Becken von Sofija und Bistrica-Jelsenica aus; diluviale Schotter bilden den Süd- und Nordrand des untersuchten Gebietes.

Die ältere hercynische bzw. prähercynische orogene Phase ist auf die kristallinen Schiefer und Gesteine der Diabasformation beschränkt (Schupungen im N der Plana Planina), die alpidische vorsenonische Orogenese ist jedoch durch die Bildung von Falten, Überschiebungen und Verwerfungen gekennzeichnet und war von einer intensiven eruptiven Tätigkeit begleitet. Auf den paläozoischen und oberjurassischen Sedimenten liegt eine große, z. T. durch Erosion abgetragene Überschiebungsdecke aus triassischen und oberjurassischen Sedimenten mit einer Stirn aus dolomitischen Kalken, welcher ein breiter einer zweiten tiefabgetragenen südlichen Überschiebungsdecke (nach Z. DIMITROV) angehörender Zug parallel geht. Die Plana-Intrusion ist im Zusammenhang mit dieser orogenen Phase in die Unterlage der ersten Überschiebungsdecke eingedrungen und ist jünger als Kimmeridgien. Das Alter der Vitoša-Intrusion ist mangels unmittelbarer Kontakte nicht sicher festzustellen, könnte aber sogar mit der Plana-Intrusion zusammenfallen. Die Andesit- und Trachyandesitlaven sind in Verbindung mit großartigen alpinotypen spätsenonischen oder frühtertiären Bewegungen heraufgedrungen. Mit noch jüngeren Verwerfungen ist die Senkung des Beckens von Sofija und eine intensive Abtragung des Bistrica-Jelesnica-Gebietes in Zusammenhang.

Die Kontakterscheinungen sind an beiden Intrusionen sehr mannigfaltig. Im 250—300 m breiten Kontakthof sind die Injektionsgneise in dunklere, biotitreichere Gneise, die Diabasgesteine in Hornblendeschiefer, Grünsteine, Grünschiefer und Orthoamphibolite umgewandelt. — Bei der

Feldspatsandstein-Formation sind besonders intensive Kontakterscheinungen an sandigen Tonschiefern und tonigen Feldspatsandsteinen zu beobachten, und zwar im inneren Kontakthof (1,5 km) Bildung von Cordierit-Biotithornfelsen und Paragneisen, im äußeren (2,5—3 km von der Vitoša-Intrusion) diejenige von Knotenschiefern mit pinnitisierten Cordieritporphyroblasten. — Die dunkelrot gefärbten sandigen Tonschiefer mit mergeligen Knollen entwickelten im inneren Kontakthof Cordierit-Biotithornfelse mit Kalksilikat-hornfelsen, im äußeren halbkristalline sandige Tonschiefer. — Die Umwandlungen an den oberjurassischen mergeligen Schiefen und Kalksteinen erfolgten sukzessiv zu Paraamphiboliten, im inneren Kontakthof zu Kalksilikathornfelsen (7.—10. Klasse V. M. GOLDSCHMIDT's) mit diopsidischem Pyroxen und optisch anomalem Vesuvian, an mergeligen Kalksandsteinen jedoch sukzessiv von halbkristallinen mergeligen Sandsteinen über Sandstein-paraamphiboliten bis zu Sandstein-Kalksilikathornfelsen (2 km breite Kontaktzone).

Die ursprünglichen oberjurassischen Sedimente (1—4) und die Kontakterscheinungen (äußerer Kontakthof-5, innerer -6—12) illustrieren folgende Analysen:

1. Mergelig-kalkiger Schiefer. Unterhalb des Dorfes Čupetlovo.
2. Mergelschiefer. Leva reka, N von Jelesnica.
3. Mergelig-kalkiger Schiefer. Kopaniktal, W von Jarlovo.
4. Mergelig-kalkiger Sandstein. Leva reka, N von Jelesnica.
5. Hornblendeführende Mergelschiefer (ob. Jura). Oberhalb Jelesnica.
6. Biotitführender Paraamphibolit (ob. Jura). Djalaliski dol, O von Jarlovo.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.
SiO ₂	21,62	37,27	23,50	59,85	29,87	53,24
Al ₂ O ₃	6,44	10,94	7,98	6,74	13,25	16,76
FeO	3,15	2,14	1,72	1,00	2,32	4,57
Fe ₂ O ₃	2,07	2,79	1,44	0,88	2,19	4,00
MgO	4,20	0,75	1,15	0,86	2,14	5,68
CaO	30,20	21,14	33,12	14,22	25,45	8,57
MnO	0,10	0,08	0,08	0,05	0,03	0,09
Na ₂ O	0,60	2,30	0,74	1,81	1,31	2,25
K ₂ O	1,04	2,41	1,87	2,07	2,61	2,24
TiO ₂	0,25	0,40	0,25	0,15	0,50	0,86
P ₂ O ₅	Sp.	Sp.	0,17	0,12	0,09	0,25
S ₂	0,06	0,05	0,02	0,03	0,04	0,04
H ₂ O +	0,95	1,62	0,93	1,90	0,79	2,05
H ₂ O —	0,25	0,32	0,24	0,16	1,13	0,19
CO ₂	27,28	16,85	26,39	10,14	15,13	0,12
Kohl. Sub.	2,00	0,68	0,74	—	3,37	—
Summe	100,73	99,75	100,34	99,98	100,23	100,91

7. Plagioklas-Diopsid-Hornfels. Kimov dol, O von Jelesnica.
8. Plagioklas-Diopsid-Hornfels (ob. Jura). Vedenabach.
9. Wollastonit-Diopsid-Hornfels (ob. Jura). Kimov dol, O von Jelesnica.

10. Grossular-Wollastonit-Diopsid-Hornfels (ob. Jura). Sakan dupka.
 11. Skapolithführender Kalksilikathornfels (ob. Jura). Oberhalb Jelesnica.
 12. Orthoamphibolit. (Paläoz.) Svinevski dol, O von Jelesnica.

	7.	8.	9.	11.	11.	12.
SiO ₂	53,36	51,47	69,70	44,14	51,00	46,43
Al ₂ O ₃	16,05	14,34	9,24	6,32	13,49	14,41
FeO	4,40	5,36	1,90	1,86	4,54	8,43
Fe ₂ O ₃	2,07	1,99	1,30	1,62	1,20	2,11
MgO	3,01	0,22	3,32	1,12	1,98	12,75
CaO	13,63	23,31	12,17	37,34	21,28	10,00
MnO	0,07	0,11	0,04	0,03	0,07	0,08
Na ₂ O	2,45	1,04	0,76	0,41	1,75	2,17
K ₂ O	3,27	0,62	0,19	1,56	1,96	0,45
TiO ₂	1,07	0,93	0,29	0,30	0,64	1,07
P ₂ O ₅	0,27	0,16	0,12	0,29	0,22	0,11
S ₂	0,04	0,31	0,06	0,15	0,05	0,17
H ₂ O +	0,25	0,39	0,98	0,48	0,87	1,92
H ₂ O —	0,07	0,05	0,10	0,05	0,03	0,02
CO ₂	0,08	0,09	0,22	3,94	0,30	0,06
Kohl. Sub.	—	—	—	—	Cl ₂ 0,35 SO ₄ 0,19	—
Summe	100,09	100,39	100,39	99,61	99,92	100,18

L. Dolar-Mantuani.

Bončev, G.: Skalen s'stav i geologičen stroež na basejna nar. Kričim s ogleđ na izpolzuvane vodite mu za praktični i stopanski celi. (Der Gesteinsbestand und die geologische Struktur des Bassins des Flusses Kritschim mit Hinsicht der Ausnützung für praktische und wirtschaftliche Zwecke seiner Wasser.) (Rev. d. l'Acad. bulg. d. sc. **17.** Sofija 1938. 121—147. Mit 6 Textfig. Bulg. mit deutsch. Zusammenf.)

Es wird das Flußgebiet des im Rhodope entspringenden und bei Plovdiv (Philippopol) in die Marica einmündenden Kričim-Flusses beschrieben. Der genauen Hydrographie folgt die Beschreibung der im Gebiet vertretenen Gesteinsarten und ihrer hydrologischen Bedeutung. Der Fluß entspringt in archaischen Biotitgraniten, welche im Südwestteil des Gebietes entwickelt sind. Sehr verbreitet sind mitteltertiäre Rhyolithe (meist Nevadite), die nicht nur vom größten linken Zufluß der Daml'dere durchflossen werden, sondern auch die östlichen und südöstlichen Höhungen aufbauen. Der Unterlauf und die rechten Zuflüsse durchbrechen vor allem dem Granit gleichalterige kristalline Schiefer, welche auch am Aufbau der Sjutka (2188 m) teilnehmen. Es sind dies vor allem Gneise, weiter Biotitschiefer, Chloritschiefer, Amphibolite und vereinzelt Serpentine. Verhältnismäßig verbreitet sind Marmore, welche man in archaische grob- bis mittelkörnige, und den übrigen kristallinen Schiefer aufliegende feinkörnige Varietäten einteilen kann. Sedimente (dichte Kalksteine — Trias, Süßwasserablagerungen — Pliocän, Gerölle und Geschiebe — Diluvium, Flußkiesel — Alluvium) nehmen nur ganz unter-

geordnet am Aufbau des Gebietes teil. Zum Schluß wird noch die mögliche Eindämmung der Wasserkräfte an vier Stellen besprochen.

L. Dolar-Mantuani.

Rumänien.

Ghika-Budești, Șt.: Etudes géologiques et pétrographiques dans les Muntii Lotrului (Carpates Méridionales. Roumanie). (Anuarul Institutului al României. **16.** 1934. 419—480. Mit 1 Karte u. 1 Taf.)

Es werden zahlreiche Tiefen- und Umwandlungsgesteine beschrieben und die Tektonik des Gebietes besprochen. **Stützel.**

Giușcă, Dan: Massif du Pricopan (Dobrogea). (Anuarul Institutului Geologic al României. **16.** 1934. 481—497. Mit 5 Taf., 1 Karte u. 1 Abb.)

Granitische und basische Tiefengesteine und das zugehörige Ganggefüge werden beschrieben und einige Analysen und ein Differentiationsschaubild gegeben. Ferner wurde der Kontakthof der Eruptivmasse und kristalline Schiefer untersucht. **Stützel.**

Europäisches Rußland.

Soustov, N. I.: A new alkaline intrusive body in the vicinity of the Hibinsky Toundras on the Kola peninsula. (Trav. Inst. pétrogr. Inst. Ac. Sc. URSS. Nr. 12. 1938. 89—104. Russ. mit engl. Zusammenf.)

Verf. beschreibt einen neuen von ihm entdeckten Intrusivkörper von Alkaligesteinen in der Umgebung der Chibinsky Tundra. Es handelt sich hier um einen steil einfallenden Lagergang in Grünsteinen. Er besteht aus Alkalisyeniten und Nephelin-Analcim-Syeniten. Die gegenseitigen Beziehungen zwischen diesen Gesteinsarten sind noch nicht klar. Chemische und mineralogische Analysen der Gesteine liegen vor. Die Intrusion erfolgte langsam längs einer Spalte. **N. Polutoff.**

Sazonova, Z. A.: On the basalts of the Cheskaia Bay. (Trav. Inst. pétrogr. Ac. Sc. URSS. Nr. 12. 1938. 107—152. Russ. mit engl. Zusammenf.)

Eine ausführliche Beschreibung von Basalten von der Nordostküste der Tscheskaja-Bucht in der Barents-See. Sie werden in vier Gruppen gegliedert, die bereits von D. BELJANKIN und W. WŁODAWETZ festgestellt wurden (vgl. Bull. Ac. Sc. URSS. 1928). Diese Gruppen sind: Analcimbasalte, Mandelsteinbasalte, Palagonitbasalte und Basalte, die dem Olivinbasalt von D. BELJANKIN ähnlich sind, jedoch keinen Olivin enthalten. Die Palagonit-Basalte werden von der Verf. in zwei Unterabteilungen gegliedert. Die mineralogische und chemische Zusammensetzung der beschriebenen Gesteine wird in mehreren Übersichtstabellen gegeben. Es wird darauf hingewiesen, daß die Basalte der Tscheskaja-Bucht eine große Ähnlichkeit mit den sibirischen Trappen besitzen.

Zum Schluß wird die Möglichkeit einer magmatischen Entstehung von Palagonit, Chlorit und Analcim diskutiert. Zugunsten dieser Auffassung wird eine Reihe von Beobachtungstatsachen angeführt. **N. Polutoff.**

Luchitzky, V.: The textural peculiarities of the alkaline rocks in the eastern part of the Azov district. (Trav. Inst. pétrogr. Ac. Sc. URSS. Nr. 13. 1938. 5—18. Russ. mit engl. Zusammenf.)

Verf. beschreibt die Struktureigentümlichkeiten von Alkaligesteinen im östlichen Teil des Asow-Gebietes. Diese Gesteine nehmen hier eine große Fläche ein. Sie sind hauptsächlich durch Alkaligranite und durch genetisch mit ihnen zusammenhängende Alkalisyenite und Nordmarkite vertreten. In Form einzelner Massive durchsetzen sie älteres Präkambrium. Diese Alkaligesteine werden von verschiedenen Ganggesteinen begleitet (von Quarztinguaiten bis Monchiquiten und Camptoniten). Die Lagerungsverhältnisse aller dieser Gesteine sind sehr mannigfaltig.

Das Hauptergebnis der vorliegenden Untersuchungen lautet: die Struktur und Textur der untersuchten Alkaligesteine stehen in engstem Zusammenhang mit ihrer mineralogischen Zusammensetzung. **N. Polutoff.**

Kaukasus.

Smirnov, G. M., N. F. Tatrishvili, T. G. Kazahashvili: Geological and petrographical description of the north-eastern part of the Dzirulsky crystalline massif. (Trav. Inst. pétrogr. Ac. Sc. URSS. Nr. 11. 1937. 71—108. Russ. mit engl. Zusammenf.)

Die Verf. beschreiben die geologischen Verhältnisse im nordöstlichen Teil des Dsirula-Massivs in Westgeorgien, Kaukasus, sowie die dort vorkommenden Gesteinsarten. Die ältesten Gesteine sind kristalline Schiefer präkambrischen Alters und Phyllite unterkambrischen Alters.

Die ältesten Intrusivgesteine des Massivs sind durch Quarzdiorite (mit ihren granodioritischen Fazies) und Banatite vertreten. Früher wurden sie für präkambrisch gehalten. Die neuesten Forschungen am Dsirula-Massiv und am Hauptgebirgszug ließen feststellen, daß im Kaukasus keine präkambrischen Intrusionen bekannt sind. Die genannten Gesteine werden von den Verf. jetzt ins Altpaläozoicum gestellt. Die nächstfolgende Intrusionsphase lieferte einen normalen Granit paläozoischen Alters mit Alaskitfazies. Die Gesteine der beiden Phasen weisen Spuren der Regional- und manchmal der Dislokationsmetamorphose auf. Als jungpaläozoische Bildungen werden Quarzgabbros, serpentinierte ultrabasische Gesteine und Schlierengabbros (hybride Gesteine) aufgefaßt. Im Mesozoicum wurde eine Serie von Porphyritdecken mit Tuffen gebildet (Bajocien oder vielleicht noch jünger, zweifellos aber jurassisch). Noch jünger ist die Neointrusion von Quarzdioriten mit granodioritischen und granitischen Fazies. Ferner treten im untersuchten Gebiet Diabase und Andesite auf, für die tertiäres Alter angenommen wird.

Alle aufgezählten Gesteinsarten werden eingehend beschrieben.

N. Polutoff.

Ural.

Sirin, N. A.: Geological and petrographical Description of the gabbro intrusive body of Yalping-Ner in the Northern Ural. (Trav. Inst. pétrogr. Ac. Sc. URSS. Nr. 11. 1937. 17—67. Russ. mit engl. Zusammenf.)

Verf. beschreibt ein Gabbromassiv am Ostabhang des Nordural. Es liegt 60 km westlich vom Dorf Njaksimwol und stellt das nördlichste basische Massiv des Ural dar. Das Massiv besteht hauptsächlich aus Hornblendegabbro. Peridotite und Pyroxenite bilden nur Gänge. Ferner kommen Diorite und Plagiaplite vor. Der geologische Bau des Jalping-Ner-Massivs ist dem der südlich liegenden Massive, wie Deneshkin Kamen, Tschistop, ähnlich. Allerdings sind hier bis jetzt keine Dunitite festgestellt worden. Eine große Verbreitung weisen hier auch effusive Gesteine auf, die ziemlich mannigfaltig ausgebildet sind. Augitporphyrite sind die ältesten. Sie treten im Obersilur auf. Im Silur und Devon werden außerdem Spilitite, Pyroxenporphyrite und Andesitporphyrite beobachtet, die geringmächtige, konkordante Decken in diesen Sedimenten bilden.

Eine ausführliche petrographische Beschreibung der genannten Gesteine liegt vor.

N. Polutoff.

Ostsibirien.

Lutschizkij, J. W. und M. S. Nagibina: Über junge Effusiva des östlichen Transbaikaliens. (Ber. Naturf. Ges. Moskau. 1938. Neue Serie. 46. Geol. Abt. (1) 16. 26—35. Mit mehreren Tab. Russ. mit franz. Zusammenf.)

Die Effusiva sind jünger als die Ablagerungen, welche das Alter J_3 — Cr_1 (Turga-Folge) besitzen und im östlichen Transbaikalien an vielen Stellen bekannt sind. Nach den Literaturangaben finden bis heute nur die Basalte und Andesitbasalte Beachtung, den sauren jungen Effusiva wird sehr wenig Aufmerksamkeit geschenkt. Während des Baues der sibirischen Eisenbahn wurde von einigen Forschern mehrmals auf das Vorhandensein von Rhyolithen, d. h. postcretacischen sauren Effusivgesteinen im östlichen Transbaikalien hingewiesen. Die Untersuchung dieser letzteren hat zweifellos große Bedeutung für das richtige Verständnis der magmatischen und der Erzvorkommen im östlichen Transbaikalien. Besonderer Wert kann die Untersuchung der jungen sauren Effusiva haben in Verbindung mit der Möglichkeit der Entdeckung neuer Lagerstätten und der Feststellung der Entstehung schon bekannter Lager. Das von den Verf. untersuchte Gebiet der Ausbildung junger saurer Effusiva liegt am Oberlauf des Urow-Flusses. Es wurde festgestellt, daß die Liparite in einer Gegend ausgebildet sind, die eine große tektonische Depression (einen Graben) in einem kompliziert dislozierten Komplex von paläozoischen und mesozoischen (jurassischen) Gesteinen darstellt, die von Graniten und Porphyriten intrudiert sind. Diese Depression erstreckt sich in ihrem untersuchten Teil in meridionaler Richtung mit Abweichung nach N und NO. In dem untersuchten

Teil ist die Depression im N mit Ablagerungen der Turga-Folge (J_3 — Cr_1) angefüllt, die durch Konglomerate, Sandsteine, Tonschiefer und Tuffite dargestellt wird. Die Turga-Folge wird hier von einer mächtigen (> 150 m) Decke von Basalten und Basaltmandelsteinen verdeckt, die sich auch in den südlichen Teil der Depression erstreckt. Im südlichen Teil liegen die Basalte auf Porphyriten wahrscheinlich oberjurassischen Alters. Stellenweise kommen inmitten der Depression Doleritgänge vor. Im südlichen Teil der Depression liegen auch Liparite. Alle diese Gesteine (außer den Porphyriten, deren Lagerungsverhältnisse unklar sind) liegen ungestört in der Depression mit Fallwinkeln, die nach den vorhandenen Beobachtungen 5—10° nicht überschreiten. Die Liparite treten auf einer Fläche von über 20 km² hervor; nach S setzen ihre Vorkommen sich über die Grenzen der untersuchten Fläche hinaus fort. Die Lagerungsverhältnisse der Liparite sind in den verschiedenen Teilen ihrer Verbreitungsfläche nicht gleich. Im östlichen Teil liegen die Liparite in Gestalt einer mehr als 50 m mächtigen Decke auf der Basaltdecke, im westlichen, wo sie an das Massiv der alten Granitgneise anschließen, entsprechen ihre Lagerungsverhältnisse mehr den Lagerungsbedingungen der Tiefengesteine. Namentlich im westlichen Teil sind die am vollständigsten auskristallisierten Abarten von Lipariten ausgebildet. Anscheinend haben wir es hier mit dem Überrest eines Liparitvulkans zu tun, für den als Kanal eine Spalte diente, die die tektonische Depression von W begrenzt. Die Liparitgänge von 1—2 m bis zu einigen Zehnern Meter Mächtigkeit wurden auch außerhalb der Grenzen der tektonischen Depression entdeckt inmitten des Granitmassivs im Gebiet des Flußspatlagers Solnetschnoe, inmitten der Granitgneise am rechten Ufer des Flusses Kaluschka und am rechten Ufer des Flusses Gr. Serentuj inmitten von Kalksteinen und Porphyriten. Die als Ergebnis der Untersuchungen von 1935 festgestellte Lagerung der Liparite auf den Basalten, welche die Turga-Folge J_3 — Cr_1 bedecken, gestattet, von einem außerordentlich jungen, tertiären oder cretacischen, vielleicht auch noch jüngeren Alter der Liparite zu sprechen, besonders, wenn man zu dem Gesichtspunkt neigt, daß die Basalte quartäres Alter haben, wie z. B. A. Egorawa für die Basalte des Torejskoe und des Borsinskoe-Sees annimmt. Mit letzteren haben die von uns untersuchten Basalte große Ähnlichkeit. Wie aus dem oben Auseinandergesetzten hervorgeht, haben sich in dem von uns untersuchten Teil der tektonischen Depression aus den jungen Effusiva Dolerite, Basalte und Basaltmandelsteine und Liparite ausgebildet.

Die Verf. behandeln eingehend der Reihe nach die Dolerite, die Basalte — kurz die Basaltmandelsteine —, die Liparite. Bei letzteren werden unterschieden: 1. Liparite mit mikrogranitischer oder mikropegmatitischer Grundmasse. 2. Liparite mit halbglassiger Grundmasse. 3. Felsitliparite. 4. Perlite. Die angeführten Angaben zeigen, daß die Liparitextrusiva, die z. T. an die Oberfläche ausflossen, z. T. in Halbtiefenbedingungen erstarrten, offenbar im Untersuchungsgebiet schwach differenziert sind.

Hedwig Stoltenberg.

Wasiliew, W. G.: Die altpaläozoischen Ablagerungen am Oberlauf der Flüsse Untere Tunguska und Tschona und im Njuja-Becken. (Ber. Naturf. Ges. Moskau. 46. 1938. Geol. Abt. (1) 16. 53—72. Mit 1 topogr. Karte u. einigen kleinen Tab. Russ. mit franz. Zusammenf.) — Einige lithologische Besonderheiten der paläozoischen Ablagerungen an den Flüssen Tschona und Njuja. S. 59—64.

Die Untersuchung der lithologischen Besonderheiten hat ausnahmslose Bedeutung für die Klärung der faziellen und bionomischen Bedingungen des Beckens, der Sedimentbildung, auch der Struktureigentümlichkeiten im Augenblick der Sedimentbildung. Die mittelkambrischen Kalksteine bieten von diesem Gesichtspunkt besonderes Interesse in Verbindung mit der Meinungsverschiedenheit der Forscher in der Frage der Orientierung und der Lage des mittelkambrischen Beckens. So teilt D. K. SEGBART auf Grund des Vorhandenseins von Sulfaten und des erhöhten Gehaltes an terrigenem Material am Oberlauf von Peleduj, Njuja und Tschona eine Flachwasserfazies des mittelkambrischen Meeres ab, die die Oberläufe der erwähnten Flüsse umfaßte, und eine Tiefwasserfazies östlich und westlich davon. Den oben angeführten Fazien entsprechen nach SEGBART immobile und mobile Gebiete. Verf. behandelt zunächst die Dolomitisierung der Kalksteine des mittleren Kambriums und führt einige der verbreitetsten Theorien und Hypothesen der Entstehung der Dolomite an. 1. Die Theorie des unmittelbaren chemischen Ausfallens der Dolomite. 2. Auslaugung des löslicheren Calcits bei Verwitterung der Kalksteine und relative Anreicherung des Karbonats mit Magnesia. 3. Anreicherung des Kalksteins mit Magnesia auf Kosten der Ansammlung von Skeletten von Organismen, welche kohlen-saure Magnesiumsalze enthalten. 4. Austrocknung des Beckens, bedeutende Konzentrierung der Magnesiumsulfate wie bei den Dolomiten der Kasan-Stufe. 5. Nach PFAFF, der die Wirkung der Magnesiumsulfate auf Calciumkarbonate untersuchte, ging die Bildung der Dolomite in tiefen Meeren vor sich (s. Tab.). Der Gesamtzustand der Kenntnis der Karbonatgesteine des mittelkambrischen Meeres gibt keine Möglichkeit, sich völlig bestimmt über den Charakter dieses Beckens auszusprechen. Alles vorhandene Material gestattet nur zu sagen, daß 1. das mittelkambrische Meer nicht der Typ eines austrocknenden Beckens war. 2. Es besaß genügende Wassertiefe und abnorme Salzigkeit, wie das Fehlen der Fossilien in seinen Sedimenten und die Dolomitisierung der Gesteine anzeigen. 3. Als charakteristische Besonderheit des mittelkambrischen Meeres erscheinen die Vorgänge der Dolomitisierung seiner Sedimente, die auf zwei Wegen stattfanden: a) durch Anreicherung der Sedimente Cm_2 mit Magnesia auf Kosten der Lebenstätigkeit der Organismen (chemisch-bakterielle Vorgänge und der Ansammlung von Magnesia auf Kosten der Planktonformen der Organismen), b) auf Kosten der Reaktion des Austausches bei der Wirkung der Magnesiumsulfate auf die Calciumkarbonate. Dabei fand auch eine Anreicherung der Masse mit Calciumsulfaten statt. 4. Irgendwelche Angaben für einen Schluß auf die Selbstfällung der Calciumsulfate im mittelkambrischen Meer sind nicht vorhanden, ebenso wie keine Anzeichen für die Seichtigkeit des

Beckens. Daher können die in der Schicht des mittleren Kambriums unseres Gebietes entdeckten Sulfate in keiner Weise als Beweis für die Seichtigkeit des mitteltkambrischen Meeres dienen, das den Bezirk am Oberlauf von Tschona, Peleduj und Njuja einnahm. Zur Betrachtung des terrigenen Materials der Karbonatgesteine der Schicht Cm_2 am Oberlauf von Njuja und Tschona übergehend, ist es nötig, sogleich zu bemerken, daß man in der gegebenen Schicht notwendig das feine pelitische Material und die Quarzkörner unterscheiden muß. Aber da die Quarzkörner deutlich sekundärer Entstehung sind, kann man nicht von der Sandigkeit des Gesteins sprechen, obgleich der Eindruck so geschaffen wird, sondern von seiner Verkieselung. Verf. behandelt dann die Verkieselung der Schicht Cm_2 im Gebiet des Oberlaufes von Tschona und Njuja. Die Schicht Cm_2^c ist die einzige stark verkieselte Schicht. Ihre Verkieselung tritt auf in Gestalt von Knollenkonkretionen, feinen unterbrochenen Zwischenschichten, kieseligen Anflügen auf den Schichtungsf lächen, Körnern sekundären Quarzes und selten Sphärolithen von Chalcedon. Verschiedene Gesichtspunkte der Frage der möglichen Wege der Verkieselung der Schicht Cm_2^c werden kurz charakterisiert: 1. Auflösung der Skelettbildungen der kieseligen Organismen am Meeresboden bei Ablagerung der Sedimente selbst und folgende Ablagerung amorpher Kieselsäure in diesen Sedimenten in Gestalt von Foraminiferenkernen oder Opalkügelchen. 2. Auflösung von Kieselorganismen im Gestein; die Kieselsäure wird in anderen Teilen desselben Gesteins um Überreste derselben Organismen wieder abgelagert. 3. Die Kieselsäure wird durch Wasser aus höher liegenden Gesteinen in das Gestein getragen. 4. Als letzter Ursprung der Kieselsäure erscheint der chemische Zerfall des im Gestein enthaltenen Tones. Verf. kommt in Hinsicht auf die Klärung des wahrscheinlichsten Vorganges der Verkieselung der Schicht Cm_2^c zu folgenden Ergebnissen: I. Das erste und das zweite Verfahren fanden wahrscheinlich nicht statt, das deutet das Fehlen von Funden von Kieselorganismen und überhaupt von organischen Überresten in der gegebenen Schicht an. II. Der Mangel an Pelit im Karbonat Cm_2^c und das Vorhandensein geringer Mengen anderthalbfacher Säuren deuten darauf hin, daß, wenn der Vorgang der Verkieselung der Schicht auf Kosten des chemischen Zerfalls des im Gestein enthaltenen Tones vor sich ging, er als Vorgang von zweitem Rang stattfand, aber nicht als Vorgang, welcher die Verkieselung des Gesteins in der gegebenen Form bestimmte. III. Als Hauptursprung der Kieselsäure der Schicht Cm_2^c ist wahrscheinlich ihr Hineintragen aus der darüberliegenden rotfarbigen mergeligen Schicht anzuerkennen. Der Vorgang der Verkieselung der Schicht Cm_2^c ist sekundär, nicht mit ihrer Sedimentbildung verbunden, daher kann die Verkieselung des Gesteins nicht die Entstehung der Schicht Cm_2^c und nicht bestimmte bionomische Verhältnisse des Meeresbeckens anzeigen. Das Vorhandensein von Kieselsäure in den rotfarbigen Gesteinen Cm_2^c ist wahrscheinlich mit dem chemischen Zerfall von Aluminiumsilikaten und dem Vorhandensein von Kieselsäurekolloiden verbunden. Zum Schluß geht Verf. kurz auf das Pelitmaterial in der Karbonatschicht des mittleren

Kambriums ein. Die Gerölle innerhalb der Formationen in der Schicht Cm₂ bezeugen das Vorhandensein sehr reichlicher Meeresströmungen im Augenblick ihrer Entstehung, weisen aber nicht auf ein Austrocknen des Meeresbodens hin, ebensowenig wie das Fehlen des Bitumengehalts, das sich durch ausreichende Durchlüftung (Meeresströmungen) erklären läßt. Verf. wendet sich gegen die Ansicht SEGBERT's, daß am Oberlauf von Njuja, Tschona und Peleduj eine Flachwasserzone und entsprechend ein immobiles Gebiet vorhanden war.

Hedwig Stoltenberg.

China.

Norin, Erik: Geology of Western Quruq Tagh, eastern Tien-Shan. (Rep. from the Sci. Exped. to the Northwestern Prov. of China under leadership of SVEN HEDIN. Stockholm. 1937. 195 S. Mit 48 Taf. u. Karten u. 19 Abb. Sino-swedish expediton, III, 1.)

Einleitende Bemerkungen über die Orographie des östlichen Tienschan, frühere Arbeiten und Verlauf und Arbeiten der jetzigen chinesisch-schwedischen Expedition, 1928—1930. Kurze Ergebnisse der stratigraphisch-tektonischen Erforschung des westlichen Quruq Tagh. Eingehende petrographische Beschreibung der Gesteine der einzelnen stratigraphischen Serien: Vergleich mit anderen benachbarten Gegenden.

H. Schneiderhöhn.

Niederländisch-Indien.

Koomans, Cath. M.: A tourmaline-zoisite rock from Loh-Oeolo, Java. (Leidsche Geol. Meded. 10. Leiden 1938. 104—109. Mit 4 Abb.)

Das unter Beigabe einer chemischen Analyse beschriebene Gestein ist ein Geröll, gefunden in einem nach HARLOFF (vgl. Ref. dies. Jb. 1934. III. 208—209) aus (?) altesozoischen Schiefen und Grauwacken, Eocän und miocänen Mergeltuffen bestehenden Gebiet. Es enthält farblosen bis lichtgrünen Turmalin (ebenfalls chemisch analysiert), farblosen Phlogopit (Bestimmung mit auf Grund der Analysen) und Muscovit, sowie Zoisit. Es sind zoisitreiche Teile (mit 19% Turmalin, 37% Phlogopit und 44% Zoisit) von zoisitarmer zu unterscheiden (mit 16% Turmalin, 33% Phlogopit und 39% Zoisit).

Über die Herkunft des Gerölls ist nichts unmittelbar bekannt, aber nahe dem Fundplatz treten Mg-reiche Kalklinsen in den von Diabasgängen geschnittenen prätertiären Schiefen auf. Wahrscheinlich wurde darum das Gestein in einer solchen Kalklinse durch Kontaktmetamorphose gebildet, wobei der Turmalin und Phlogopit die charakteristischen Bestandteile darstellen und Si, Al, B und F unter vollständiger Umsetzung der Karbonate in Silikate zugeführt sein müssen.

F. Musper.

Afrika.

Ghika-Budesti, St.: Le caractère pétrographique de la série éruptive du Jebel Sarro. Anti atlas marocain. (C. R. 207. 1938. 1056—1058.)

Die mittelkörnigen Gesteine enthalten Quarz, bräunlich roten Kalifeldspat, blaugrünlischen Plagioklas und monokline Pyroxene, besonders Diallag. Der Plagioklas ist ein stark sericitisierter und chloritisierter Andesin, der Kalifeldspat ein Mikroperthit. Myrmekit ist reichlich vorhanden. Einige Augite sind in Hornblende umgewandelt.

Aus 17 ausgeführten mikrometrischen Analysen werden folgende wiedergegeben:

	Quarz	Kalifeldsp.	Plagioklas	Pyroxen u. Amphibol	Chlorit	Akzessor. Mineralien
GG 102 . .	17	31	27,5	15	5,5	3,5
GG 101 . .	23	32,5	32	6,5	1,5	3,9
CG 145 . .	19	33,7	40,5	1,2	5,3	0,5
CG 4 . .	29,5	25,5	36,5	—	6,7	1,5
GG 110 . .	16,5	22,6	34,3	13,2	11,5	2
CC 16 . .	10,3	15,1	49,1	16,6	3,7	4,7
CG 1 . .	10,5	12,3	54,4	9,8	10,4	2,3

Weiterhin zwei chemische Analysen (Anal. R. FREY):

	CG 145	CG 4
SiO ₂	64,1	61,6
Al ₂ O ₃	18,0	17,2
Fe ₂ O ₃	2,4	2,4
FeO	2,8	4,4
MgO	1,7	2,2
CaO	2,7	2,8
Na ₂ O	2,5	2,4
K ₂ O	3,3	4,0
H ₂ O +	1,2	1,0
H ₂ O --	0,29	0,33
CO ₂	0,30	0,18
TiO ₂	0,65	0,94
P ₂ O ₅	0,35	0,40
S	0,11	0,08
MnO	0,08	0,16
Summe	100,48	100,09

Die Gesteine von Akka n'Oulili sind Granodiorite, die zur Serie der Charnockite gehören. Sie gehen am Jebel Sarro aus einer ausgedehnten Reihe blutsverwandter Gesteine hervor, die zu einer magmatischen Gefolgschaft gehören, welche nach GOLDSCHMIDT mangeritischer Abstammung ist. Es sind präkambrische Gesteine. **Schilly.**

Aubert de la Rue, E.: Résultats d'une mission en côte française des Somalis. (C. R. 208. 1939. 450.)

In Französisch-Somaliland kommen an der Basis alte Basalte vor, bedeckt von Rhyolithen und diese wieder von jüngeren Basalten. Gerölle kristalliner Gesteine, wie von Pegmatiten, Diorit, Gabbro finden sich in den

Ablagerungen von Dickit und Gobad. Sie wurden durch die Flüsse Dourdour und Dagadera aus Äthiopien hergeführt. 4 km südwestlich Garbes in Hanleh finden sich in rötlichen Sandsteinen abgerollte Basaltreste. Die alten Basalte haben eine große Ausdehnung. Sie bilden die Basis des Massivs von Mabla und treten in vielen Tälern zu Tage aus, oft bis 1000 m Höhe. Man findet sie in Goudah in den Tälern des Aiboli und Mgaleh, in dem Dakka am Fuß der Jaguari-Berge, im Massiv von Boura, sowie in den Ado-Aleh-Bergen.

Noch während der Basalteruptionen fanden die Rhyolithergüsse statt. Aus der Gegend von Hanleh, von Dakka, der Ostküste von Ghoubet-Kharab und in den Tälern des Mabdahou und Orrei, sowie zwischen dem Plateau von Obock und Erythrea, wo sie das Meer nur bei Ras Doumeira erreichen, gibt Verf. neue Vorkommen an. Diese Rhyolithserie umfaßt hyperalkaline Typen (Pantellerite und Comendite).

Die jungen Basalte sind meist an die Eruptionsspalten gebunden und bilden Ströme von über 1000 m Mächtigkeit, wie bei Goudah, Dollad, Gmarehi. Der Garbi mit 1500 m scheint die größte vulkanische Bildung dieser Serie zu sein. Die großen Tafelbasaltgebiete sind durch zahlreiche Verwerfungen zerstückelt.

M. Henglein.

Grosemans, P.: Note sur le „conglomerat quartzitique de la Sense“. (Bull. Soc. geol. belg. de Liège. 48. 1938. 173—175. Mit 2 Fig.)

Die quarzitischen Konglomerate des Tales des Lufira und der Sense wurden zuerst von F. DELHAYE beschrieben (Contribution à l'étude du Katanga 1913). Verf. vermutet, daß sie genetisch mit den Feldspatgesteinen des Kundelingu-Systems übereinstimmen.

E. Sommerfeldt.

U.S.A.

Hunt, Ch. B.: Igneous geology and structure of the Mount Taylor volcanic field, New Mexico. (U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 189. B. 1938. 51—80. Mit 12 Taf. u. 12 Abb.)

Das Gebiet ist im ariden nordwestlichen Neumexiko im südlichen Teil des San Juan-Beckens und dem anschließenden Teil des blockgefalteten Rio Grande-Tals. Von Sedimenten sind hauptsächlich Schiefer und Sandsteine der Oberkreide, jungmiocäne und pliocäne Schichten entwickelt. Zu verschiedenen Zeiten wurden vulkanische Ergußgesteine gefördert. Im Miocän kamen Rhyolithtuffe und Trachyte, später Latite und zuletzt Andesite. Die ersteren entstammten einem Zentralkrater, während die Andesite Ausfüllungen radialer Spalten sind. Im Pliocän kamen in der Nachbarschaft aus kleinen Vulkanen rings um den Hauptvulkan zahlreiche Basaltdecken, die sich auf Erosionsoberflächen ergossen. Heute stehen von diesen Basaltdeckengebieten meist nur noch die herauspräparierten Schlotausfüllungen. Der Zusammenhang der vulkanischen Ereignisse mit den einzelnen tektonischen Phasen wird dann noch genauer besprochen.

H. Schneiderhöhn.

Kanada.

Cooke, H. C.: The mode of emplacement of the peridotites and pyroxenites of the eastern townships, Quebec. (Roy. Soc. Can. Trans. [3] 29. (4): 1—6. 1935.)

Mittelamerika und Westindien.

MacGregor, A. G.: The volcanic history and petrology of Montserrat, with observations on Mt. Pélé, in Martinique. (Philos. Trans of the Royal Soc. of London. B. Biol. Ser. Nr. 557. 229. 1938. 1—90. Mit 9 Taf.)

Die vulkanischen Vorgänge und die Eruptivgesteine der Insel Montserrat in den kleinen Antillen, 220 km nordnordwestlich von Martinique, werden ausführlich geschildert. Einleitend wird der Vulkanismus des karibischen Inselbogens besprochen, dann die Geographie der Insel Montserrat, mit besonderer Berücksichtigung der in historischer Zeit bekanntgewordenen Vulkanereignisse und Erdbeben. Die einzelnen Vulkanzentren werden ausführlich beschrieben, auch die exhalative Tätigkeit und die heißen Quellen. Dann folgt die Beschreibung der Eruptivgesteine, mikroskopisch und chemisch, mit Diskussion von 16, z. T. neuen Analysen. Es kommen vor:

Labradordacit (z. T. normalquarzdioritisch, z. T. belugitischer, z. T. peléitischer Magmentyp); Olivinbasalte (z. T. belugitischer, z. T. ossipitischer Magmentyp i. S. von NIGGLI). — Paläontologische Bemerkungen über Korallen und Foraminiferen in fossilführenden, wahrscheinlich pleistocänen Tuffen schließen die Arbeit ab, die zahlreiche schöne Photos der vulkanischen Erscheinungen und eine geologische Karte der Insel enthält.

H. Schneiderhöhn.

Schürmann, H. M. E.: Massengesteine aus Cuba. (Dies. Jb. Beil.-Bd. 70. A. 1935. 335—355.)

Brasilien.

Moraes Rego, L. F. e Th. D. Souza Santos: Contribuição para estudo dos granitos da Serra da Cantareira. São Paulo 1938.

Die Serra da Cantareira (São Paulo) wird im wesentlichen aus einem großen Granitbatholithen aufgebaut, der ursprünglich von einer Schieferhülle umgeben war. Ein grobkörniger Mikroklinggranit bildet die Hauptmasse, von dem sich während seiner Verfestigung zwei untergeordnete Phasen abscheiden:

1. Bildung von basischen biotitreichen Schlieren und Plagioklasgraniten.
2. Saure Restkristallisation eines Mikroklinggranites, Aplit- und Pegmatitbildung.

Die Bildung des Granitbatholithen wird ins Algonkium verlegt.

Der Arbeit sind sehr zahlreiche und gute geologische Profile und Karten beigegeben.

Viktor Leinz.

Technisch nutzbare Mineralien, Steine und Erden, ihre Verarbeitung und ihre Erzeugnisse.

Deutscher Verband f. d. Materialprüfungen der Technik: DIN DVM 2109 — Prüfung von Naturstein, Widerstandsfähigkeit von Schotter gegen Schlag und Druck. (Steinbruch u. Sandgrube. 37. H. 21. 1938. 287—279.)

Neuentwurf des Normblattes.

Stützel.

Stöcke: DIN DVM E 2100 — Natürliche Gesteine, Richtlinien zur Prüfung und Auswahl von Natursteinen. (Die Betonstraße. 13. 1938. 169.)

Der zur Kritik veröffentlichte Normenblattentwurf DIN DVM E 2100 wurde von dem Arbeitsausschuß „Prüfung natürlicher Gesteine“ beim Deutschen Verband für die Materialprüfungen der Technik (DVM) verabschiedet. Der Entwurf soll ermöglichen, die Natursteine für ihre Verwendung im Hochbau, Ingenieurbau und Straßenbau zweckentsprechend zu prüfen und auszuwählen. Umfangreiche Richtzahlen geben Auskunft über die wichtigsten Eigenschaften der verschiedenen Gesteinsarten.

Wetterbeständigkeit, Festigkeitseigenschaften, Sondereigenschaften und Prüfungen an Natursteinbauwerken sind zusammengestellt. Die Güte für Straßenbau und Gleisbettung ist in Blatt 2 und 3 besonders berücksichtigt (s. auch Ref. dies. Jb. 1937. II. 474 u. 908).

M. Henglein.

Breyer, Hans: Eine Möglichkeit zur Erfassung der Verwendung und Bewährung von Naturgesteinen. (Steinindustrie u. Straßenbau. 33. 1938. 442.)

Verf. schlägt vor, den Steinbruchbesitzern Bescheinigungen über die Lieferung von Naturgesteinen auszustellen, und zwar mit folgenden Angaben:

1. Ursprung des Gesteins. 2. Art und Bearbeitung. 3. Liefermenge.
4. Verwendungszweck und Verwendungsort des Naturgesteins und somit Angabe des Bauobjektes. 5. Lieferjahr und Baujahr.

Für die deutsche Steinbruchkartei wären Bescheinigungen und Unterlagen dieser Art sehr wertvoll. Die Bewährung eines Gesteins kann nur dann

verfolgt werden, wenn man weiß, woher es stammt und wo es verwendet worden ist. Dies gilt nicht nur für Bausteine, sondern auch für Naturwerksteine, die für den Straßenbau und bei Ingenieurbauten verwendet wurden.

Nicht alle Gesteinseigenschaften lassen sich heute zahlenmäßig durch irgendwelche Prüfverfahren in eindeutiger Weise erfassen oder ausdrücken, wie die Frost- und Wetterbeständigkeit, die primäre und bleibende Rauigkeit, Griffigkeit und Verkehrssicherheit, sowie Abnutzbarkeit und Glätte von Naturgesteinen. Man ist auf die in der Bautechnik gesammelten praktischen Erfahrungen angewiesen. Diese kann man aber nur auswerten, wenn zuvor genügend viel Material über den Ursprung, über die Verwendung und die Liegedauer der verwendeten Gesteine gesammelt worden ist.

M. Henglein.

Bausteine und Bausteinverwitterung.

Andres: Die deutsche Naturwerksteinindustrie 1938 und das deutsche Steinmetzhandwerk. (Steinindustrie u. Straßenbau. 34. 1939. 12.)

Die Ergebnisse des Jahres 1938 waren ungefähr auf derselben Höhe wie die des Jahres 1937, das für viele Zweige der Naturwerksteinindustrie geradezu als ein Rekordjahr angesehen werden konnte. Die gewaltige Aufwärtsbewegung in der Naturwerksteinindustrie war aber nicht bei allen Gesteinsarten gleich. Je nach der Zweckbestimmung der Bauten und auf Grund architektonischer Rücksichten ist die eine oder andere Gesteinsart stark bevorzugt gewesen, während andere Gesteine nur noch wenig oder nur zeitweise in erheblicherem Maße zum Zug gekommen sind. Bei der Verwendung von Naturstein sind es meistens Monumentalbauten. Der Kreis der Firmen, die ein Gestein nach Farbe, Struktur und dergleichen liefern können, ist verhältnismäßig klein. Eine beim Generalinspektor für das deutsche Straßenwesen geschaffene Zentralstelle hat die Aufgabe, möglichst einen Ausgleich in der Verwendung der einzelnen Arten von Naturstein zu schaffen, damit Überanforderungen in bestimmten Gesteinsarten, die geradezu eine Entwicklung zu Modegesteinen annehmen, vermieden werden und andererseits unsere sehr mannigfachen und schönen anderen Gesteine ebenfalls in angemessener und entsprechender Weise Verwendung finden. So ist der vor dem Kriege so beliebte rote Sandstein stark durch die verschiedenen Kalksteine zurückgedrängt worden. Erfreulicherweise hat die Verwendung von Sandstein und insbesondere von rotem Sandstein im Jahre 1938 ganz bedeutend zugenommen. Man hofft für 1939 noch größere Zuwendung zum Sandstein, daß einmal Überbeanspruchungen bestimmter Gesteinsarten vermieden werden, andererseits allmählich auch alle übrigen Gesteinsarten mit ihrer ganzen Produktion in die starke Aufwärtsbewegung in der Naturwerksteinindustrie eingeschaltet werden.

Die Granitwerksteinindustrie hat 1938 einen starken Auftrieb erhalten. Für Brückenbauten und auch für die Parteitagbauten wurde besonders der Granit herangeholt. Eisen und Stahl werden für dringendere andere Aufgaben benötigt und sollen bei Brücken durch den Naturstein ersetzt werden. Der

in der Nähe der Brücke in der Natur anstehende Stein fügt sich in ganz besonderem Maße in das Landschaftsbild ein. Für die Elbe-Hochbrücke bei Hamburg werden ab 1939 erhebliche Ansprüche an die Leistungsfähigkeit der Granitwerke gestellt.

Die Hartgesteinsschleifereifirmen sind voll beschäftigt für Bauten. Die Grabmalindustrie geriet vielfach in Schwierigkeiten mit der Beschaffung ihres Rohmaterials, namentlich wenn sie keine eigenen Brüche hatte. Durch die Rückkehr des Sudetenlandes wird die Granitindustrie eine weitere Vermehrung erfahren. Die bisherige Leistungsfähigkeit der Hartgesteinsschleifereigruppe wird sich durch das Sudetengebiet um etwa 50% erhöhen.

Die Umsätze der Kalkstein-, Sandstein-, Basaltlava-, Tuff-, Nagelfluh- usw. Betriebe haben sich seit 1934 versechsfacht. Die Suche nach neuen Gesteinsvorkommen hat eine sehr starke Anschwellung der Produktionsstätten bewirkt. Die deutschen Marmorbrüche waren noch nicht allgemein und überall beschäftigt. Das Juragebiet hat hier die höchste Steigerung aufzuweisen, während geringe Steigerungen die westfälischen, die hessen-nassauischen und die Marmorbrüche im Fichtelgebirge hatten. Die Ausnutzung der einzelnen Bruchbetriebe wird immer unterschiedlich bleiben, weil nicht in gleichem Maße alle Marmorarten zur Verwendung kommen. Die Ausmaße des Blockvorkommens, die Farbe und die Verwendungsart, sowie die Bearbeitungsart spielen oft eine ausschlaggebende Rolle. Die Solnhofener Betriebe der Jurakalkschieferindustrie hatten einen guten Absatz an Bodenplatten, während die Lithographiesteine einen katastrophalen Absatzrückgang haben, und zwar vor allem nach dem Ausland, besonders nach dem Fernen Osten, wo die Kriegswirren Ursache sind.

M. Henglein.

Schmölzer, A.: Die Rindenbildung an Bausteinen. (Korros. Metallschutz. 13. 409.)

Bei der Rindenbildung an Bausteinen hat man es vor allem mit der Neubildung von Gips zu tun. Feinporige Gesteine neigen mehr zur Rindenbildung als grobporige, solche ohne nennenswertes Porenvolumen neigen nur selten zur Rindenbildung.

F. Neumaier.

Sofianopoulos, A. J.: The ruin of the old Hellenic monuments. (Praktika de l'Academie d'Athenes. 13. 1938. 775—782. Griech. mit engl. Res.)

Verf. erörtert den gegenwärtigen baulichen Zustand der altgriechischen Baudenkmäler. Die früheren Generationen sahen die Steine als ewige Stoffe an und berücksichtigten ihre Eigenschaften nicht und achteten nicht auf die Erhaltung der unschätzbaren Meisterwerke. Die Hauptgefahr ist nicht die natürliche Verwitterung, sondern die Nähe der menschlichen Ansiedlungen und der Bäume. Stücke von Marmor und Kalktuff aus der Themistokleischen Mauer der Akropolis sind nicht vom Feuer zerstört, wie immer behauptet wurde, sondern von den Zersetzungsprodukten der menschlichen Abfälle und der Aborte, die sich in unmittelbarer Nähe befinden. Auch die zerstörende Wirkung des Großstadtstaubs und der städtischen Abgase und des Rauches, ferner des Pflanzenumus werden erörtert. Wo diese menschlichen Produkte

fehlen und sich nicht mit Humus mischen können, bleiben die Kalksteine intakt. Zur Erhaltung dieser unersetzlichen Baudenkmäler müssen demnach vor allem diese Ursachen beseitigt werden.

H. Schneiderhöhn.

Kern, Rudolf: Die Nachteile der Verkleidung alter Ziegelbrücken mit Schalen. (Der Bauing. 18. H. 51/52. 1937. 801—805.)

Bei nachträglicher Verkleidung mit wetterbeständigen Schalen lösen sich diese oft schon bald wieder ab, denn „man ist häufig nicht sicher, ob ein einwandfreier Verband mit dem Kernmauerwerk gelungen ist; Schale und Kern haben verschiedene Eigenschaften; die Spannungsverteilung im Querschnitt ist unklar; die Schale kann Schaden im alten Bauwerk verursachen; in späteren Jahren wird man leicht über den Zustand des Bauwerks getäuscht“. Beispiele erläutern die Gefahren, die besonders groß sind, wenn das Bauwerk schon einmal mit einer Schale versehen worden war und dies nicht festgestellt und beachtet wurde. Es wird daher zu vorsichtiger Vorbereitung und Ausführung solcher dann oft wirtschaftlicher und erfolgreicher Maßnahmen geraten.

Stützel.

Schaechterle, Karl: Versuche mit Natursteinmauerwerk für die Neckarbrücke bei Beihingen im Zuge der Autobahn Stuttgart—Heilbronn. (Der Bauing. 19. H. 31/32. 1938. 441—448. Mit 15 Abb.)

An dem für die Werksteine benutzten Crailsheimer und Würzburger Muschelkalk wurden eingehende Festigkeitsuntersuchungen vorgenommen. Besondere Aufmerksamkeit wurde der Herstellung und den Eigenschaften des Mauerwerks geschenkt. Bei Lieferschwierigkeiten und auch wegen der Billigkeit ist es empfehlenswert, nur die Gewölbestirnen aus Naturstein, den restlichen Gewölbeteil aus Kunststein herzustellen.

Stützel.

H.: Die Basaltverwitterung und das Sonnenbrennerproblem. (Steinindustrie u. Straßenbau. 34. 1939. 98.)

Nach allgemeiner Schilderung des Zustandes frischer Gesteine und ihrer Anpassung an die geänderten Verhältnisse der Erdoberfläche, werden die verschiedenen Verwitterungstypen behandelt. Die Basaltverwitterung unter dem Grundwasserspiegel geht unter starker Hydratisierung mit Abtransport der Alkalien und Erdalkalien vor sich. Der Eisengehalt erfährt eine Anreicherung. Die Silikate werden zerlegt und es kommt zu lateritischen Bildungen. Große Mengen von Kieselsäure werden frei und wandern als Sol vollständig ab. Wenn sie auf undurchlässige Letten kommt, fällt sie aus und wirkt zementierend, wobei die Letten Quarzit werden. Tonerdehydratreiche Ablagerungen finden sich in Deutschland nur im Vogelsberg und in kleinerem Ausmaß noch bei Brück. Hier nimmt man für die Lateritbildung die Mithilfe kohlesäurehaltiger Quellen an. Während bei der kaolinischen Verwitterung dem Humus eine große Bedeutung zukommt, sind bei der lateritischen Verwitterung der Mangel an Humus, eine höhere Temperatur und starke Sonnenbestrahlung Hauptbedingung.

Eingehend auf die Zeolithbildung, wird diese schon teilweise als primär angenommen, namentlich in Analcimbasalten. Analcim kann als Hydro-

Naatronleuzit aufgefaßt werden, der den Feldspatvertretern sehr nahe steht. Häufiger treten die Zeolithe in Phonolithen auf, wo sie meist der wasserreichen Schlußperiode der magmatischen Erstarrung angehören.

Eingehend auf den Sonnenbrand wird dieser zunächst definiert und abgetrennt von der Sonnen- bzw. Frostverwitterung. Der normal verwitternde Basalt ist im Bruch leicht zu erkennen und abzusondern, während der Sonnenbrenner in bergfrischem Zustand sich von einem gesunden Basalt nicht unterscheidet. Nach HOPPE wird von der Erscheinung des Sonnenbrandes nur die Glassubstanz des Basalts ergriffen, während die auskristallisierten Bestandteile von den Vorgängen unbeeinflußt bleiben. Die Anlage zum Sonnenbrand wäre in frischem Zustand bereits vorhanden. Die latenten Spannungen kommen zur Auslösung, sobald die Einflüsse der Verwitterungsfaktoren und physikalischen Vorgänge auftreten. Nun hat J. E. HIBSCH typische Sonnenbranderscheinungen an Basalten beobachtet, in denen sich kein Gesteinsglas findet. Er hält die Begriffsbegrenzung für den Sonnenbrand zu eng, wenn man die gleichen Sonnenbranderscheinungen an Gesteinen nur als sonnenbrandähnliche Erscheinungen niedrigen Grades auffassen würde. Das Beispiel des Bergkegels Radebeule bei Leitmeritz, wo drei Basalte eng miteinander verbunden auftreten, nämlich ein glasfreier, ein sehr glasreicher Feldspatbasalt und ein glasfreier zeolithischer Basalt, zeigt, daß weder der glasreiche, noch der zeolithführende Basalt Sonnenbrenner sind. Dagegen ist der glas- und zeolithfreie Basalt reich an Flecken, zeigt später Risse und zerfällt. Da diese Eigenschaften auch bei anderen glasfreien Basalten auftreten, muß eine andere Ursache vorliegen. HIBSCH verweist auf die sog. „Gerinnselstruktur“ in den Gesteinen, die sich während der ruhigen Magmenerstarrung bei langsamer Abkühlung in glashaltigem und glasfreiem Basalt entwickeln. Wolkenartige Anreicherung der Mineralbestandteile an manchen Stellen im Gestein, namentlich der besonders dazu neigenden dunklen Gemengteile, bewirken einen feinschlierigen Bau. An den nicht gefärbten Bestandteilen setzt die Verwitterung schneller und kräftiger ein. Die neugebildeten wasserhaltigen Aluminiumsilikate bedingen eine hellere Färbung dieser Gesteinsteile, die eben die hellen Sonnenbrandflecken sind. Die Verwitterungsprodukte nehmen einen größeren Raum ein als die frischen Mineralien, was zu Gesteinslockerung führt. Langsam erstarrte Schlotbasalte neigen besonders zur Bildung des Sonnenbrandes. Die Untersuchungen von DITTLER und HIBSCH an einem Basalt, der im Grundwasser eine weitgehende Zersetzung erfahren hat, verdienen insofern Beachtung, als man annehmen darf, daß mancher Basalt-schlot nach seiner Bildung eine Zeitlang im Grundwasser stand.

Verf. hält das Sonnenbrennerproblem noch nicht eindeutig gelöst. Es liegt ein Verwitterungsvorgang vor, den wir in anderen Gesteinen unter dergleichen Erscheinungen nicht kennen.

Die Sonnenbrandanzeichen lassen sich künstlich durch längeres Kochen in destilliertem Wasser erzeugen, was für die Untersuchung des Bruchmaterials, die von Zeit zu Zeit vorzunehmen ist, wichtig ist.

M. Henglein.

Straßenbau und Straßenbaumaterial.

Noell: Die Pflasterstein- und Schotterindustrie im Jahre 1938. (Steinindustrie u. Straßenbau. 34. 1939. 1.)

Der Absatz der Pflasterstein- und Schotterindustrie, der von 1935 bis 1937 um 85% gestiegen war, hat 1938 noch eine weitere Steigerung erfahren. Am Zuwachs waren wie in den vergangenen Jahren hauptsächlich die Reichsbahn, Reichsautobahn, Reichsstraßen und Landstraßen I. Ordnung, sowie die Behörden der Landesverteidigung beteiligt. Das neue Jahr wird gesteigerte Anforderungen an die Steinindustrie stellen. In der Ostmark sollen 1200 km Autobahn gebaut und das 86000 km lange Straßennetz dortselbst durch Aus- und Neubau verbessert werden. In Sudetendeutschland gehört der Ausbau des Straßennetzes, das ungefähr 1200 km Staatsstraßen und 12000 km Landes- und Bezirksstraßen umfaßt, zu den wichtigsten Aufgaben. Mit dem Anschluß hat die Industrie des Altreichs durch die dort beheimateten Betriebe eine wesentliche Verstärkung erfahren. Die Leistungssteigerung kann in absehbarer Zeit nur durch den Ausbau bestehender Betriebe erreicht werden.

M. Henglein.

Bahnemann, Georg: Was brachte das Jahr 1938 dem Straßenbauhandwerk? (Ebenda. 4.)

Die Eingliederung der Ostmark und des Sudetenlandes sowie der Bau der Westbefestigungen gaben die Richtlinien für den Straßenbau. Es wird über die Berufsorganisation, Grundlagen der Wettbewerbsfähigkeit, Maschineneinsatz, Leistungssteigerung, Berufsförderung, Sozialpolitik und über die Aufgaben des Generalbevollmächtigten für das deutsche Bauwesen berichtet.

M. Henglein.

Teermischmakadam. (Steinindustrie u. Straßenbau. 34. 1939. 103.)

Seit MACADAM'S Erfindung hat sich bis heute am Aufbau der Schotterdecken grundsätzlich nichts geändert; nur die Sandfüllung des Schottergerüstes reicht nicht mehr zum Festhalten der einzelnen Schottersteine aus.

Als Mineralstoffe für Teermakadam eignen sich alle zähen, wetterbeständigen Natursteine mit einer Druckfestigkeit über 1200 und Hochofenschlacken, die den „Richtlinien für die Lieferung und Prüfung von Hochofenschlacken als Straßenbaustoff“ vom April 1931 entsprechen. Das Gestein muß kantigen, vielflächigen, aber nicht scherbigen Bruch aufweisen und frei von Beimischungen von Lehm, Ton, Gips oder Kohle sein. Da die dichte Lagerung und die plastische Umhüllung durch das Bindemittel den Stein weitgehend vor äußeren Einflüssen schützen, brauchen die Anforderungen an das Gestein hinsichtlich Druck-, Schlagfestigkeit und Wasseraufnahme nicht so hoch zu sein, wie bei Gestein, das ungeteert zum Einbau gelangt. Außer den Hartgesteinen können daher auch weichere Gesteine, wie Kalkstein und Grauwacke, verwendet werden.

Die Korngröße der zu umhüllenden Gesteine richtet sich nach der Stärke der Decke und der Anzahl der Einbauschichten. Zum Porenschluß der Deckenoberfläche verwendet man häufig noch ein geteertes Feinmaterial der Körnung 0,5 mm.

Um ein möglichst standfestes Gerüst mit fester Verspannung der einzelnen Gesteinsteilchen zu erreichen, wählt man für die den Hauptteil der Decke ausmachende Unterschicht ein möglichst grobes Korn und stuft die Körnungen der übrigen Schichten so ab, daß sich das Gestein jeder einzelnen Schicht teilweise in die Hohlräume der darunterliegenden Schicht einpreßt und daß keine Lage unverzwickten Gesteins entsteht. Nur so wird eine restlose Verzahnung der Decken erreicht.

M. Henglein.

Kleinogel, A.: Versuchstechnische Grundlagen der Anforderungen an die Zuschlagstoffe für den Betonstraßenbau. (Beton u. Eisen. **37.** H. 22. 1938. 360—367. Mit 15 Abb.)

Bedeutung der Beschaffenheit der Zuschlagstoffe für die Güte von Beton. Zusammenhänge zwischen Zuschlagsart, Wasserverbrauch und Betonfestigkeit. Kornform und Oberflächenbeschaffenheit. Gekollerte Zuschläge, die sich der rundlichen Kiesform nähern, geben besseren Beton als rauhe, sperrige Gesteinsbruchstücke. Die Gesteinsfestigkeit der Zuschläge hat auf die Betonfestigkeit wenig Einfluß. Dagegen ist die Korngröße maßgebend, Gesteinstaub ist sehr nachteilig, so daß bei Brechsand nur Korngrößen über 3 mm benutzt werden sollen. Eigenschaften der anzuwendenden Gesteine. Wetterbeständigkeit von Betonstraßen. Die inhaltsreiche Übersicht zeigt, daß zur Erzielung eines der jeweiligen Aufgabe angepaßten Betons umfangreiche Versuchsergebnisse nutzbringend verwertet werden können und auch herangezogen werden müssen.

Stützel.

Schneevoigt, Gustav: Die Verwendung von Sand und Kies im Straßenbau. (Steinbruch u. Sandgrube. **37.** H. 20. 1938. 261—263 u. H. 21. 275—278. Mit 9 Abb.)

Vortrag München 1938. Starke Vermehrung der Verwendungsmöglichkeiten im heutigen Straßenbau.

Stützel.

Stöcke, K.: Versuche an Steinpflaster im Prüfraum und auf der Straße. (Die Bautechnik. **16.** H. 39. 1938. 509—512. Mit 7 Abb. u. 2 Zahlentaf.)

Prüfplan für Pflastergestein nach den zu stellenden Anforderungen. Um Anhalte für die Bedeutung der Prüfwerte zu erhalten, wurden 17 geprüfte Gesteine auf einer Hamburger Versuchsstraße verpflastert, beobachtet und nach 2½-jähriger Liegedauer ihr Zustand erneut festgestellt. Die Ergebnisse der Prüfversuche und der Bewährungsprüfung in der Wirklichkeit werden in Schaubildern einander gegenübergestellt, z. B. Kantenabnutzung bei Kollern in der Trommelmühle und die durch Ausmessen ermittelte Kantenabnutzung auf der Straße. Aus dem Vergleich der Ergebnisse leitet Verf. die schon bekannten, an Pflastergesteine zu stellenden Anforderungen ab und gibt eine Zusammenstellung von Güterichtzahlen, die natürlich nicht für alle Fälle verbindlich sein kann, aber als Ergänzung der verhältnismäßig wenigen, bisher veröffentlichten Anhalte zur Auswertung von Prüfungsergebnissen höchst willkommen ist und daher hier wiedergegeben wird:

Richtzahlen für Natursteine zu Pflasterzwecken.

a) Eigenschaften der Gesteine für Straßen mit mittlerem Verkehr.

Eigenschaften	Gruppe Granite
Druckfestigkeit in kg/qcm mindestens	1800
Schlagfestigkeit (Schläge bis zur Zerstörung) „	10
Abnutzung durch Schleifen in ccm höchstens	7,5
Kantenverschleiß in Gew.-% „	4,5

(Fortsetzung der Tabelle.)

Gruppe Porphyre	Gruppe Basalte	Gruppe quarzitische Sandsteine und Grauwacken
2000	3000	1500
11	12	10
6,0	8,5	8,0
3,5	3,0	4,0

- b) Bei Straßen mit schwerem Verkehr sind die Anforderungen sinngemäß um 15% zu steigern, bei untergeordneten Verkehrswegen genügen um 15% geringere Werte. **Stützel.**

Zuschlagstoffe.

Pickel, W. und G. Rothfuchs: Vergleichswerte zur Beurteilung der Kornform von Edelsplitt. (Steinbruch u. Sandgrube. 37. H. 18. 1938. 235—239. Mit 2 Abb.)

Die Kornform ist um so günstiger, je kleiner die Kornzahl in einer bestimmten Menge Splitt ist. Ausführung und Auswertung der Prüfung. Zulässige Grenzwerte. Anwendung der Prüfung in der Praxis. **Stützel.**

Pickel, W. und G. Rothfuchs: Bewertung der Kornform von Edelsplitt. (Bitumen. H. 4 u. 5. 1938.)

Zuschlagstoffe für Asphaltbetonbeläge sind um so geeigneter, je mehr gedrungene (würfelige) Körner sie enthalten. Nun ist die Kornform des Brechprodukts besonders vom Gesteinsgefüge abhängig. Bei Gesteinen mit sehr dichtem, glasigem Gefüge fallen mehr splittrige, scherbige und plattige Stücke ab, während bei Gesteinen mit körnigem Gefüge der Anteil an gedrungenen Stücken von Natur aus größer ist.

Die Verf. besprechen die bisherigen Vorschläge für Prüfverfahren, die eine einwandfreie Beurteilung der Kornform von Edelsplitt ermöglichen. Ferner das Verfahren von **ROTHFUCHS**, die Anzahl der Körner festzustellen, die auf eine bestimmte Raummengung der gleichen Körnung entfallen. Er ging von der Überlegung aus, daß in einer bestimmten Raummengung Steinschlag oder Splitt um so weniger Körner einer bestimmten Korngröße enthalten sind, je mehr sich

ihre Kornform der Würfel- oder Kugelform nähert. Die Verf. haben dieses Verfahren weiter entwickelt und Versuche mit Basalt-Edelsplitt aus verschiedenen Lieferwerken durchgeführt. Es wurden Gewichtsmengen genommen, weil ihre Bestimmung genauer ist. Das Festraumgewicht der Gesteine ist zu berücksichtigen, um vergleichbare Werte zu erhalten. Es wurde für ein Festraumgewicht von 3,00 für jede Korngruppe eine bestimmte Gewichtsmenge festgelegt. Das Ergebnis der Versuche ist in einer Zahlentafel zusammengestellt. Die Grenzwerte bei bester und schlechtester Kornform auf 1 kg Splitt im Vergleich zur Körnerzahl von Kugeln auf 1 kg, so wie im Vergleich zu der auf 1 kg entfallenden höchstzulässigen Körnerzahl bei Edelsplitten werden dargestellt. Eine weitere Zahlentafel gibt die Anzahl der Körner verschiedener Körnungen bei günstigster und ungünstigster Kornform bei einem Festraumgewicht von $r = 3,00$. Ein Diagramm zeigt den natürlichen Anfall der einzelnen Körnungen bei Herstellung von Edelsplitt mit vier verschiedenen Brechern.

Die Kornform eines gelieferten Edelsplitts kann auf der Baustelle nach dem vorgeschlagenen Verfahren geprüft werden, wenn folgende Gesichtspunkte beachtet werden:

1. Die zu prüfende Probe muß der Lieferung sachgemäß entnommen werden, um dem Durchschnitt zu entsprechen.

2. Die entnommene Probe ist auf zwei Sieben abzusieben, deren Sieblochweite innerhalb des Korngrößenbereichs der zu prüfenden Körnung liegt. Außerdem müssen die Siebe möglichst eng aneinanderliegen. Nur das Siebgut, das durch das gröbere Sieb durchgefallen und auf dem feineren Sieb liegen geblieben ist, also das Mittelkorn der Körnung, ist zur Prüfung zu verwenden. Der Rückstand auf dem gröberen Sieb und der Durchgang durch das feinere Sieb bleibt bei der Prüfung außer Betracht.

3. Aus dem Prüfgut sind lange, d. h. nadelige oder stielartige Stücke, sowie langgestreckte, plattige Körner auszusondern.

$$4. \text{ Festraumgewicht } (r) = \frac{1 \cdot 1000 \text{ (g)}}{\text{verdrängtes Wassergewicht (g)}}$$

5. Die Prüfgutmenge für die zu prüfende Körnung ist zu errechnen.

6. Die Anzahl der in dieser Prüfgutmenge enthaltenen Körner ist dann auszuzählen und mit den in den Tafeln angegebenen Grenzwerten der betreffenden Kornstufen zu vergleichen. Außerdem kann festgestellt werden, ob die ermittelte Körnerzahl die in den Tafeln angegebene höchstzulässige Körnerzahl nicht überschreitet.

M. Henglein.

Rothfuchs, Georg: Verbesserung des Betons durch Grobzuschläge über 30 mm Durchmesser. (Steinindustrie u. Straßenbau. 34. 1939. 82.)

Durch die Umstellung von Eisenbeton auf unbewehrten Beton hat sich auch der Bedarf an Betonzuschlagsstoffen wesentlich verschoben. Der Bedarf an Grobkies über 30 mm war so gering, daß zahlreiche Kiesbaggereien diese Körnung auf Halden schütten mußten. Für unbewehrten Beton werden heute 25 Gewichtsprozent Grobzuschläge über 30 mm Durchmesser benötigt. Um den Mangel an Naturkies über 30 mm auszugleichen, verwendet man als

Grobzuschlag Steinschlag in der Körnung von 30—70 mm Durchmesser. Die Druckfestigkeit eines Betons mit Grobzuschlägen über 30 mm ist wesentlich größer als die eines Betons ohne diese Körnung. Der bindende Mörtel wird bei einem grobkörnigen Beton viel fester und beansprucht weniger Wasser als bei einem feinkörnigen Beton, dessen feinere Anteile mit ihrer größeren Oberfläche den Wasserbedarf erhöhen und Zement „fressen“.

Auch die Biegezugfestigkeit des Betons wird durch Zusatz grober Zuschlagsstoffe über 30 mm günstig beeinflusst. Das gleiche gilt auch für die Schwindneigung, was besonders bei verkleideten Betonbauwerken von Bedeutung ist. Auch wird bei Verwendung grober Zuschlagsstoffe eine größere Dichtigkeit und damit Wasserundurchlässigkeit des Betons erreicht.

M. Henglein.

Platzmann, C. R.: Prüfung von Hartbeton und Betonhartstoffen. (Beton u. Eisen. **37**. H. 1. 1938. 10—11.)

Verf. erläutert die Unzulänglichkeit der Beurteilung nach Druckfestigkeit und Abschleifverlust und schildert einige amerikanische Prüfverfahren.

Stützel.

Sonstige technisch nutzbare Gesteine.

Seipp, H.: Der Onyxmarmor von Laas und andere Onyxmarmorarten. (Zs. prakt. Geol. **47**. 1939. 14.)

Auf der Laas im oberen Vintschgau, an der der linken Etschseite zuge wandten Seite des Leitenberges, befinden sich Lagerstätten von Onyxmarmor. Auch nahe bei Schlanders, bei Kortsch (Corces), findet sich eine Gewinnungsstätte. Der Onyxmarmor von Laas ist ein wohl quartäres, kristallinisch faseriges Quellabsatz- oder Sintergebilde, bestehend aus CaCO_3 mit geringem MgCO_3 -Gehalt, nebst kleinen Mengen von Eisenverbindungen und mitunter weniger organischer Substanz. Aragonit findet sich in Drusenräumen bis zu 4,5 mm langen, rauhen, spießigen oder auch stumpfsäuligen Kristallen. Das Gestein zeigt schichtigen Aufbau, vorwiegend aus faserigen hexagonalen Kalkspat-kriställchen, doch solches nur in den hellen Teilen, in den trüben vermischt mit rhombischen Faserkriställchen von Aragonit. In den letzteren sind deutlich noch geringe Beimischungen feiner Tonminerale nebst Glimmerschüppchen und etwas Limonit, auch einzelne Quarzkörnchen. Der Wechsel von Kalkspat und Aragonit deutet auf einen Wechsel der Bildungstemperaturen des Quellwassers hin.

Die verschiedene Bänderung und die Lichtdurchlässigkeit zeichnen das Material aus. Die Farben der Schichtung sind wechselnd weiß oder hellgelb und dunkelgelb bis braun oder rötlichbraun. Zuweilen treten kleinere, wechselnd helle und dunklere, konzentrisch gehäufte Ringe auf, die sich infolge dauernden Tropfenfalles im Lauf der Zeit gebildet hatten.

Über dem gneisartigen Material oder Tonschiefer ergossen sich etwa 20—30 m breite, dauernd niedergehende Bergwässer, die ihre gelösten Stoffe stetig absetzten. Die Schichten besitzen einzeln genommen nur wenige Zentimeter oder Bruchteile davon Stärke, bilden insgesamt aber ein Lager, dessen

Ausbeutung durch Sprengungen erforderlich ist. Zur Zeit ruht der Abbau fast vollständig. Die technische Verwendung beschränkt sich auf kleinere Gebrauchs- und Kunstgegenstände.

Mit dem Mineral Onyx hat der Onyxmarmor nichts gemeinsam. Bekannte Onyxmarme sind der hellfarbige, gestreifte algerische, der grüne, durch Eisenoxyd rotgeaderte argentinische, der hellgrüne oder braune mexikanische und kalifornische Marmor.

Zum Schluß werden einige Bauten aufgezählt, bei denen der Laaser Onyxmarmor Verwendung gefunden hat.

M. Henglein.

Sandstein in Schiefer. (Steinindustrie u. Straßenbau. **34.** 1939. 109.)

Sandstein, Sandschiefer und Tonschiefer sind weniger auf Grund ihrer Mineralzusammensetzung als auf Grund ihrer Korngrößen zu unterscheiden. Bisher war die Trennung rein nach äußerem Aussehen. Die feinkörnigen (nicht mehr mit dem Auge erfaßbaren) tonigen Sedimente wurden als Tonschiefer, die grobkörnigen als Sandstein bezeichnet. Ein weiterer Unterschied bildet die Schichtung oder Bänderung. Körnigkeit und Schichtung bzw. Teilbarkeit sind die Haupteinteilungsmerkmale. Nach STÖCKE-UDLUFT wird folgendes Einteilungsschema gegeben.

Korngröße	Lockerprodukt	Gesteinsbez.	Bisherige Bezeichnung
0,01	Ton	Tonstein	Tonschiefer u. Schiefertone
0,01—0,06	Staubsand	Stubensandstein Feinstsandstein	
0,06—0,09 0,09—0,2	Mehlsand Feinsand	Mehlsandstein Feinsandstein	Sandschiefer
0,2	Sand, mittel, grob	Sandstein	Sandstein

M. Henglein.

Worsch, E.: Der Römer Marmorbruch von Tentschach. (Carinthia II. **128.** Klagenfurt 1938. 61—68.)

Bei Tentschach (8 km nördlich von Klagenfurt, Kärnten) ist innerhalb einer größeren Marmorlinie ein Steinbruch angelegt, dessen Abbau durch die Römer 1937 von JANTSCH behandelt wurde. Aus der eingehenden Einzelbeschreibung sei erwähnt, daß es sich um einen hochkristallinen weißen, schwach rötlich und grünlich gebänderten Marmor handelt. Die grüne Bänderung wird durch Einlagerung von Epidot bewirkt. Sonstige Nebengemengteile Biotit und Muscovit. Stellenweise Einschaltung von Glimmerschiefer in beginnender Diaphthorese.

Kieslinger.

W. L.: Österreichs Steinbrüche. (Steinbruch u. Sandgrube. **37.** H. 11. 1938. 137—138.)

Statistische Angaben, besonders über Arbeiterverhältnisse.

Stützel.

Rohstoffe der keramischen Industrie, der Glas- und Zementindustrie.

Schwarz, F.: Von Tonen und Bleicherden. I. (Sprechsaal. 71. (1938.) 415—418.)

An Tonen und Bleicherden wurden einfache Versuche durchgeführt, die eine Klassifizierung nach Kaoliniten und Montmorilloniten ermöglichen sollen. Als neues und aussichtsvolles Kriterium werden die Kurven der gepufferten Neutralisation in Betracht gezogen, die eine Reihe von Eigenschaften der Tonkolloide rasch abzuleiten gestatten. Wasserbestimmungen führen an Tonen in den meisten Fällen schon in Einzelwerten zur Erkennung eines Tones. Schwefelsäureaufschlüsse für sich allein sind selten eindeutig. Besonders bei Serienbestimmungen vergleichender Art beanspruchen Neutralisationskurven kürzeste Zeit und Vorbereitung.

F. Neumaier.

Schwarz, F.: Von Tonen und Bleicherden. II. (Sprechsaal. 71. (1938.) 429—431.)

Der Vorgang der stufenweisen Neutralisation der Tonkolloide läßt sich quantitativ verfolgen. Die stufenweise Neutralisation auf ein vorbekanntes p_H bezeichnet die Tonkolloide als Puffersubstanzen, denen große Bedeutung auch in der Geochemie zugesprochen werden muß.

F. Neumaier.

Charrin, V.: Die Tonerdehydrosilikate in den Tonen. (Céram. Verrerie, Emallerie. 6. 1938. 118—120.)

Vorkommen und Eigenschaften von Allophan, Pyrophyllit, Zeolith, Montmorillonit, soweit diese in Belgien und Frankreich vorkommen.

F. Neumaier.

Searle, A. B.: Ton. (Nature. 141. 583—585.)

Kurzgefaßtes Sammelreferat über die Tonsubstanzen.

F. Neumaier.

Bragg, William: Ton. (Proc. Roy. Inst. Great Britain. 30. 1938. 39—67.)

Vortrag über die Ergebnisse der röntgenographischen Untersuchungen an Tonen.

F. Neumaier.

Stiny, J.: Neuzeitliche Erkenntnisse, betreffend die Natur und die technischen Eigenschaften der Tonminerale und Tongesteine. (Geologie u. Bauwesen. 10. Wien 1938. 59—62.)

Sehr übersichtliche Zusammenstellung auf Grund der Arbeiten von K. ENDELL, J. EHRENBERG, U. HOFMANN, R. SEIFERT, B. TIEDEMANN, und D. WILM.

Kieslinger.

Noll, W.: Fortschritte in der Erkenntnis der Tonminerale. (Ber. deutsch. ker. Ges. 19. (1938.) 176—205.)

Hier wird eine recht gute Übersicht über die in neuester Zeit gewonnenen Erkenntnisse über die Natur der Tonminerale gebracht. Wir sind nämlich

gerade in jüngster Zeit durch die Anwendung der röntgenographischen Strukturanalyse im Verein mit der Untersuchung der optischen und chemischen Eigenschaften in der Erkennung und Charakterisierung der Tonmineralien ein gut Stück weiter gekommen. Dabei zeigt sich, daß von der großen Anzahl der in der Literatur aufgeführten Tonmineralien nur ganz wenige als wirklich wichtige und selbständige Mineralien überbleiben. Vor allem sind die meisten der sog. amorphen Tonmineralien wohl definierbare kristalline Bestandteile.

Verf. versteht unter Tonmineralien im engeren Sinne solche, die sich namentlich in den Korngrößen kleiner als 2μ finden und die ausschließlich Gemengteile der verschiedenen Tone sind.

Es sind dies:

1. Mineralien der Kaolingruppe Kaolinit, Anasit und Glieder der Reihe Kaolinit—Anasit.
2. Die Mineralien der Montmorillonitgruppe Montmorillonit, Beidellit, Nontronit und Glieder der Mischungsreihe Beidellit—Nontronit.
3. Die Mineralien Haaloysit und Metahaaloysit.
4. Die Gruppe der sog. glimmerartigen Tonmineralien.
5. Die Gruppe der magnesiareichen Tonmineralien, deren mineralische Natur im einzelnen noch nicht restlos geklärt ist, z. T. aus der Reihe Sepiolith—Attapulgit.

Diese Tonmineralien, die, chemisch gesehen, als wasserhaltige Tonerdesilikate, wasserhaltige Eisensilikate, Tonerdeeisensilikate, Magnesia- und Magnesiatonerdesilikate und Alkalitonerdesilikate auftreten, haben alle die Eigenschaft sehr geringer Teilchengröße gemeinsam. Die Korngröße liegt meist unter 10μ , sie ist ein wesentlicher Faktor, die das tonartige Verhalten der Mineralien bedingt. Die Kristalle der Tonmineralien haben fast durchwegs blättchenförmige Gestalt, sie haben meist bei allseitiger kristallographischer Ausbildung sechsseitige Umgrenzung. Die blättchenförmigen Kristalle sind aus Schichten aufgebaut, die aus Si-, O- und OH-Ionen bestehen und ferner aus Schichten, die aus Al-, O- und OH-Ionen bestehen.

Verf. kennzeichnet kurz das Bauprinzip und den Aufbau der einzelnen Schichten, das im großen und ganzen bei allen Gittern gleich ist. Gerade diese Art der Ähnlichkeit bedingt auch das gleiche Verhalten der einzelnen Tonmineralien.

Neben der chemischen Analyse muß vor allem das Röntgendiagramm entscheiden, welches von den chemisch oft gleich zusammengesetzten Tonmineralien vorliegt.

Nach diesen mehr allgemeinen, aber sehr grundlegenden Ausführungen werden nun die einzelnen Mineralgruppen nach Chemismus, Kristallstruktur, Optik, Art der Entwässerung und Vorkommen behandelt. Die zahlreich angegebene Literatur, die bereits die letzten Veröffentlichungen auf diesem Gebiete berücksichtigt, läßt diese Arbeit besonders wertvoll erscheinen. Man merkt es dieser Zusammenstellung an, daß Verf. an der Erarbeitung der Ergebnisse der Tonforschung maßgebend beteiligt war. **F. Neumaier.**

Endell, K.: Probleme der Tonforschung. (Ber. deutsch. ker. Ges. 19. (1938.) 328—331.)

Keppeler, Gustav: Neuere Untersuchungen über Tonmineralien. (Ber. deutsch. ker. Ges. **19**. (1938.) 159—176.)

Die Zahl der in den keramischen Tonen vorhandenen Komponenten ist sehr zahlreich. Verf. nennt vor allem: Tonsubstanz nach SEGER (Kaolin) Montmorillonit, Halloysit, Allophanoide, Glimmer, Feldspate, Quarz und organische Substanz. Dabei ist für den Nachweis der hauptsächlichsten Bestandteile eines Tonminerales oder eines Tones das Röntgenogramm das beste Mittel. Der Vergleich der Wasserbindung im grünen Zustand, des Wasseraustrittes bei steigender Temperatur, der Reversibilität, der Thixotropie und der Oberflächeneigenschaften einiger wesentlicher Tonmineralien und eines Tones zeigt, daß die genaue Beobachtung dieser Eigenschaften geeignet ist, die Anwesenheit von Beimengungen, die sich der Röntgenanalyse entziehen, aufzuzeigen.

F. Neumaier.

Vigeneron, H.: Die Tone. Ihre Konstitution und ihre allgemeinen Eigenschaften. (Nature. **2**. 1937. 122—125.)

Angaben über Kristallstruktur, Chemismus und mechanische Eigenschaften der Tone.

F. Neumaier.

Edelman, C. H.: Neuere Erkenntnis über Tonmineralien. (Landbouwkund. Tijdschr. **49**. (1937.) Wageningen. 358—377.)

Verf. bringt eine genaue Festlegung des Begriffes Ton und faßt die Anschauungen über die Natur des Tones zusammen. Die verbreitetsten Mineralien, die bisher in den Tonen nachgewiesen werden konnten, sind alle aufgezählt. Schließlich wird auch noch das Basenaustauschvermögen der Tone berührt.

F. Neumaier.

Rocha, Edgard Frias: Die Sande, ihre Zusammensetzung und ihre Anwendung. (Minist. Trabalho, Ind. Commerc, Inst. nac. Technol. 1936. 22 S. Mit 4 Taf.)

Angaben über die verschiedenen Sandvarietäten, über ihre Verwertung vor allem zur Glasfabrikation. Angaben über die Zusammensetzung brasilianischer Sande.

F. Neumaier.

Jüngst, H.: Zur Nutzung unterkörniger Sande als Betonsande. (Steinbruch u. Sandgrube. **37**. H. 19. 1938. 247—248 u. H. 20. 257 bis 259. Mit 4 Abb.)

Versuche mit rhein-mainischen Sanden zeigten, daß bei ungünstiger Frachtlage für gröbere Gruben- und Baggersande auch solche Feinsande erfolgreich in technischer und wirtschaftlicher Hinsicht in Wettbewerb treten können, die nur oder fast ausschließlich aus Unterkorn bestehen. Sie dürfen verfügbaren Brechersplitten in Verhältnissen beigemischt werden, die im Feinkornanteil die ideale Siebkurve stark verschieben. Voraussetzungen sind dabei allerdings neben der Frachtlage günstige Kornform und Kornoberfläche, Freiheit von schädlichen Beimengungen, geringer und nicht haftender Lehmanteil, sowie in nicht geringem Maße Verantwortungsbewußtsein des Unternehmers, der die nötigen Versuche vornehmen läßt.

Stützel.

Wittenhaus, H.: Das Auftreten von Kaolin und kaolinartigen Erden in Sandgruben. (Steinbruch u. Sandgrube. **37.** H. 9. 1938. 109—110; H. 10. 121—123 u. H. 11. 135—136.)

Zusammensetzung und Entstehung von Kaolin. Analysen von Rohkaolinen. Prüfung und Verwendung von Kaolin. Über die Gewinnbarkeit usw. aus Sandlagerstätten als Nebenerzeugnis wird leider kaum etwas gesagt.

Stützel.

Wittenhaus, H.: Sachgemäße Abbohrung unerschlossener Gelände zur Kies- und Sandgewinnung. (Steinbruch u. Sandgrube. **37.** H. 23. 1938. 307—309 u. H. 24. 321—325. Mit 8 Abb.)

Einteilung des Geländes zur Flächenberechnung. Ermittlung der Höhenunterschiede. Bohrverfahren, Bohrtabelle, Bohrpläne und Schnitte.

Stützel.

Münch, Franz: Eine Studie zur Ermittlung der werk günstigsten Abbauverhältnisse im Steinbruch eines Kalkwerkes. (Steinbruch u. Sandgrube. **37.** H. 22. 1938. 289—291. Mit 3 Abb.)

Die einzelnen Schichten werden auf ihre Liefermöglichkeit an erstklassigem und kleinem Kalkstein, Schotter, Mergel und Schutt untersucht und danach beurteilt, daß der Bruch nicht über 50% erstklassigen Kalkstein liefern kann, während 63% notwendig wären.

Stützel.

Probst, Erich: Der Weg zu neuen Werkstoffen. (Steinbruch u. Sandgrube. **37.** H. 8. 1938. 97—99.)

Infolge zahlreicher sachlicher Fehler, die einem „Sachverständigen für Baustoffe“ schlecht anstehen, dient der Aufsatz nicht gerade der Belehrung der Leser einer Fachzeitschrift. Man kann da z. B. lesen, daß die Strahlen der „Röntgenlampe“ zwar nicht die wegen ihrer Entstehung als „Meeresand“ bezeichneten schieferigen Gesteine des Rheinischen Schiefergebirges durchdringen, wohl aber die in den Schiefen zu findenden „unendlich vielen Versteinerungen von Lebewesen tierischer und pflanzlicher Art“, die ... „allmählich umgewandelt, gewissermaßen ‚verkiest‘ sind“. Das „Leichtmetall Magnesit“ ist wohl ein Druckfehler, während man sich doch wohl darüber wundern muß, daß „man es beim ‚Reinsilicium‘ ... mit einfachem Sand, im elektrischen Ofen erschmolzen, zu tun hat“, eine zum mindesten irreführende Darstellung eines vielleicht richtig gemeinten Sachverhaltes. Der Inhalt entspricht im übrigen dem Thema, berücksichtigt außer den anorganischen Rohstoffen und ihrer Veredlung auch die organischen Kunststoffe kurz.

Stützel.

Hohl, Rudolf: Mitteldutsche Zementquarzite. (Umschau. **42.** 1938. 964.)

Die Quarzitbildungen des Tertiärs mit ihren knolligen, unregelmäßigen Formen, auch Knollensteine und Braunkohlenquarzite genannt, haben eine besondere wirtschaftliche Bedeutung erlangt und werden an vielen Stellen ihres Vorkommens gesammelt oder abgebaut. Nach Behandlung mit Ätzkalk und dem Brennen geben sie als feuerfeste Quarzite das hervorragende Bau-

material für das Gemäuer von Koks- und Glasschmelzöfen ab. Besonders werden sie für den Ausbau der Bessemer-Birne bei saurer Stahlerzeugung verwendet. Als Silikasteine kommen die Quarzite mit 94—96% SiO_2 -Gehalt in den Handel. Als sog. Dinassteine wurden sie zuerst in England hergestellt.

In Sachsen, Thüringen, Hessen, in der Rhön, im Harzvorland, im Westerwald und an anderen Stellen kommen die Quarzite zerstreut vor. Es sind hier alte, primäre Lager, deren feineres, sandiges oder toniges Material durch Abtragung entfernt wurde, so daß die schweren Blöcke als Reste auf der Landoberfläche liegen blieben. Gelegentlich treten die Quarzite auch als Geschiebe in der diluvialen Grundmoräne auf. Die Lagerungsform, wie sie vornehmlich im nördlichen Sachsen und Thüringen auftritt, weist auf eine sekundäre Bildung hin. Die Kieselsäure ist in Sande eingedrungen und hat diese verfestigt (Einkieselung). Auch Kiese wurden verkittet (Konglomerat-quarzite). Kleine, warzen- oder zapfenförmige feste Auswüchse reichen von der unregelmäßigen Unterseite der quarzitischen Lagen in den unterlagernden Sand hinein und zeigen das Eindringen der ungleichmäßig verteilten SiO_2 -Lösungen von oben her. In der Umgebung der Gesteine finden sich Ton oder toniger Sand, in dem sich das Wasser besonders gut hält. Sicher gehört die Verfestigung der Sande auch in die Schwankungszone des Grundwasserspiegels. Sie ging bei subtropischem Klima ziemlich nahe der Oberfläche vor sich. Die starke Verwitterung in der Tertiärzeit schuf das Ausgangsmaterial. Der Einkieselung der Sande ging die Kaolinisierung voraus. Daß die Kieselsäure teilweise aus den Sanden selbst stammt, beweisen die korrodierten Quarzkörner. Die Humussäuren der Braunkohlensümpfe sind bei der Lösung der SiO_2 mitbeteiligt. Die Verkittung der Sande kann zu gleicher Zeit verschiedenalterige Sande ergriffen haben. Deshalb ist es nicht möglich, Quarzithorizonte über weitere Gebiete zur Altersgliederung zu verwenden. Es ist nur festgestellt, daß die Verfestigung der Sande später erfolgt ist als die Ablagerung. So erklärt sich auch die Beschreibung derartiger Einkieselungen aus verschiedenen Tertiärschichten. Die Quarzite sind nicht an einen bestimmten Horizont gebunden. Alter der Sande und Alter der Einkieselung sind verschieden.

M. Henglein.

Kamiński, Mar. und Hans Henr.: O glinkach ogniotrwących z Parszowa Około Wąchocka. (Über die feuerfesten Tone von Parszów bei Wąchock, Mittelpolen.) (Przemysł Chemiczny. 21. Warszawa 1937. 301—307. Deutsch. Zusammenf.)

In der Gegend von Parszów in der Woiwodschaft Kielce treten auf einem Gebiet von 1,75 km² feuerfeste Tone auf, die geologisch zum Röt gehören. Ihre physikalischen und chemischen Eigenschaften sind nicht einheitlich. Es wurde für sieben Abarten der Tone eine gründliche Analyse der Eigenschaften durchgeführt, bei fünf weiteren wurde lediglich der Grad ihrer Feuerbeständigkeit festgestellt, er liegt zwischen Seeger-Kegel 29—35. Alle Tone sind also feuerfest. Die tonige Substanz ist dem Kaolin zuzuschreiben, was aus dem Verhältnis $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2 : \text{H}_2\text{O}$ und aus den Ergebnissen von Versuchen nach BOEGE erhellt.

Autoreferat.

Kamiński, Mar. und Engel Fran: O własnościach glin ogniotrwałych z okolicy Krzeszowic. (Über die Eigenschaften der feuerfesten Tone aus der Umgebung von Krzeszowice.) (Przegląd Ceramiczny. 8. Nr. I. Warszawa 1939. 53—56. Deutsch. Zusammenf.)

In der Gegend von Krzeszowice in der Woivodschaft Kraków treten feuerfeste Tone auf, die geologisch zur Jura gehören. Sie sind grau, weiß, manchmal auch rosafarbig. Näher untersucht wurden sechs Tone, und zwar aus den Fundstätten bei Poreba und Grójec, eben dort, wo gegenwärtig feuerfeste Tone abgebaut werden. Die chemische Analyse und die Untersuchungen der physikalischen Eigenschaften weisen auf eine weitgehende Ähnlichkeit untereinander hin. Der Schmelzpunkt variiert von 29/30 bis 30/31 Seeger-Kegel.

Autoreferat.

Galon, Rajmund: Charakterystyka i podział glin ceramicznych, występujących na obszarze dolnego Powiśla i terenów przyległych z uwzględnieniem glin całej Polski. (Charakteristik und Verteilung der keramischen Lehme im unteren Weichselgebiete und den angrenzenden Gebieten unter Berücksichtigung anderer Lehme in Polen.) (Przegląd Ceramiczny. 1936. 4. Warszawa.)

Verf. gibt eine kurze Besprechung der polnischen Bezeichnungen für Ton, Lehm, Sand und Kies.

Bei Pleistocänbildungen handelt es sich in erster Linie um Geschiebemergel.

Diese, im Hangenden kalklos, bilden gutes Material für die Ziegelindustrie. Derartige Mergel werden in einzelnen Tongruben des unteren Weichselgebietes abgebaut.

Die Tonmergel finden viel größere Anwendung in der keramischen Industrie. Calciumkarbonat ist in ihnen als Pulver sehr gleichmäßig verteilt und deswegen ist dieses Material für die Ziegelfabrikation nicht geeignet.

Sehr selten kommen in Tonmergeln Kalkpuppen (Konkretionen) vor; sie müssen dann entweder entfernt oder zerkrümelt werden.

Wł. Bobrowski.

Krause, O.: Keramische Werkstoffe mit niedrigem Wärmeausdehnungskoeffizienten. (Angew. Chemie. 51. H. 29. 1938. 492.)

Vortragsbericht. — Wegen der praktisch so unangenehmen Temperaturwechselempfindlichkeit feuerfester Werkstoffe müssen solche mit geringer Ausdehnung gesucht werden. Sie gehören vielfach dem System $MgO-Al_2O_3-TiO_2$ an. Die technisch brauchbaren Massen dieses Systems wurden auf ihren Aufbau und die Entstehungsbedingungen untersucht. Cordierit $2MgO \cdot 2Al_2O_3 \cdot 5SiO_2$ ist am günstigsten. Er tritt auch im Bereich anderer Kristallarten des Systems in erheblichen Mengen auf.

Aus einer im Molverhältnis des Cordierits angesetzten Masse von Speckstein, Kaolin, Tonerdehydrat und Quarz bildete sich zunächst Spinell, Cristobalit und Wasser und aus den beiden ersteren Cordierit.

Auch in dem tonerdereicheren Gebiet des Systems sind ff. Massen mit niedriger Wärmedehnung vorhanden. Grenzen: $1MgO : 1-2Al_2O_3 : 1-2SiO_2$.

Cordierit überwiegt. Korund fehlt. Bei der Bildung des Cordierits sollen Mischkristalle zwischen dem Tonerdeüberschuß und dem Spinell mitspielen.

Reine Cordierite mit Fe und Cr statt Al_2O_3 , aus den entsprechenden Spinellen gebildet, konnten nicht erzielt werden, wohl ein teilweiser Ersatz von Al durch Fe und Cr im Sinne einer Mischkristallbildung.

Die in dem Bericht angedeuteten Ergebnisse sind praktisch wie mineralogisch gleich beachtenswert.

Stützel.

Andere nichtmetallische mineralische Rohstoffe.

Bowles, O.: Asbestos — a strategic mineral. Has the United States adequate sources of supply? (Mining a. Metallurgy. 19. 1938. 442—445. Mit 2 Abb.)

Kein Kraftwagen fährt ohne Asbest, die USA.-Gruben liefern aber nur 3—4% des USA.-Bedarfs. Vermont und Arizona sind die einzigen Erzeuger und die Erzeugung von Arizona ist äußerst gering. 1927 kamen 44% der Einfuhr aus Kanada, 1937 aber nur noch 18%, der Rest wesentlich aus Afrika. Man kennt manche Vorkommen von Chrysotil-Asbest in USA., aber nur wenige von ihnen haben wirtschaftliche Bedeutung. Die Lagerstätte von Vermont liefert nur sehr wenig spinnfähige Faser. Es wird darauf hingewiesen, daß die bisherigen Versuche zur synthetischen Erzeugung einer Asbestfaser, die lang genug, biegsam und fest genug wäre, fehlgeschlagen sind. In beträchtlichem Maße wird allerdings heute schon Asbest ersetzt durch Mineral-, Schlacken- und Glaswolle. Man hat hier bereits bemerkenswert feine, biegsame und feste Fasern erzeugt. Der Preis für Asbest schwankt zwischen 10 und 750 Dollar je Tonne. 1935 verbrauchte die Kraftwagenindustrie allein für über 12 Millionen Dollar Asbesterzeugnisse in der Form von Bremsbändern und Dichtungen. Etwa den gleichen Wert stellen Asbesterzeugnisse zum Wärmeschutz dar. Zum Schluß wird auf die besonderen Schwierigkeiten der Gewinnung und der Aufbereitung hingewiesen, da eine möglichst lange Faser möglichst frei von Beimengungen erzielt werden muß.

H. v. Philipsborn.

Turtzev, A.: The solubility under the pressure of some gypsified rocks of the Kama river. (Trav. Inst. pétrogr. Ac. Sc. URSS. Nr. 13. 1938. 175 bis 196. Russ. mit engl. Zusammenf.)

Hundt, Rudolf: Neue Ockervorkommen in Ostthüringen. (Steinbruch u. Sandgrube. 37. H. 20. 1938. 265 u. 268. Mit 2 Abb.)

Neben obersilurischen Ockerkalken verwittern oft obersilurische Diabase — im Gegensatz zu den devonischen — ockerig, insbesondere Diabasgänge. Derartig entstandener heller Ocker wird bei Weckersdorf abgebaut. Bei der Entstehung von Ockerlagen in paläozoischen Kalken haben z. T. unbekannte grabende Tiere mitgewirkt.

Stützel.

Braun, W.: Der rheinische Bims, seine Entstehung und Verwendung. (Ber. deutsch. ker. Ges. 19. 1938. 394—396.)

Hoffmann, E.: Herstellung, Eigenschaften und Korngrößenbestimmung mineralischer Suspensionen mit besonderer Berücksichtigung des Graphites. (Kolloid-Zs. 82. (1938.) 351—362. 83. (1938.) 99—104.)

Sammelreferat über die Fragen der Korngrößenbestimmung mineralischer Suspensionen. **F. Neumaier.**

Jones, F. L.: Bestimmung der Teilchengröße von feinkörnigen Schleifmitteln. (Ind. Eng. Chem. Analyt. Edit. 10. 45. 1938.)

Das Sedimentierverfahren eignet sich vor allem für die Korngrößenbestimmung von Teilchen größer als 40 μ . Feinere Teilchen sollen durch Mikroprojektion erfaßt werden. **F. Neumaier.**

Laforge, Ch. et A. Robez-Pagillon: L'emploi du sable pour le bourrage des coups de mine. (Rev. Ind. Min. No. 419. Ref. Berg- u. Hüttenm. Mh. 86. 1938. 269.)

Bei Verwendung von Sand als Bohrlochbesatz soll sich der Besatz mit dem Gestein wie ein homogener Block verhalten. Am besten für Besatz geeignet erwiesen sich die Kornanteile eines Sandes zwischen zwei Maschen und zwanzig Maschen je Zentimeter. Bei Zusatz von 10% Wasser zum lufttrockenen Sand-Ton-Gemisch erhält man die richtige Besatzmasse. 3—5% CaCl_2 werden zwecks Verhinderung des Austrocknens hinzugesetzt. Die Verf. beschreiben eine Besatzmaschine. Das Optimum des Sandbesatzes wird durch Einzentrieren der Sanddüse erreicht. Die Wirtschaftlichkeit des Sandbesatzes wird hervorgehoben. **M. Henglein.**

Verrier: Essais de bourrage au sable à la compagnie des mines d'Anzin. (Ebenda.)

Die Wirtschaftlichkeit des Sandbesatzes und die Ersparnis von Löhnen und Sprengmitteln werden erörtert. **M. Henglein.**

Delwaille: Un essai de bourrage au sable à la Société des mines de Lens. (Ebenda.)

Die Sanddüse für den Besatz wird beschrieben. Sandbesatz gestattet vollständigere Auswirkung des Sprengstoffes, verkleinert die Zahl der Ausbläser und die Länge der Pfeifen. Er verhindert die Möglichkeit der Nachzündung, weil der Sand in die Gesteinsspalten eindringt. **M. Henglein.**

Herstellung und Eigenschaften von Zement und keramischen Erzeugnissen.

Degen, Kurt: Führer durch die Ausstellung 550 Jahre Waldenburger Töpferei. 1388—1938. Veranstaltet im Fürstlich Schönburgischen Museum August bis September 1938. Waldenburg i. S., E. Kästner, 1938. 21 S. Mit 8 Taf. Mit einem Beitrag von KARL BERLING: Waldenburger Steinzeug während der Blütezeit. Ebenda. 7—8.

Am 5. April 1388 bestätigte FRIEDRICH VON SCHÖNBURG den Waldenburger Töpfern ihre erste Innungsordnung. Die Urkunde ist die älteste bekannte deutsche Töpferinnungsordnung. Das Rohmaterial ist ein fetter, schwerer Ton, der im benachbarten Frohnsdorf im Untertagebau gewonnen wird. Besonders hochentwickelt war die Steinzeugherstellung, für die man enge Beziehungen zur rheinischen Steinzeugherstellung (Siegburg und Raeren) vermutet, zumal die Herren VON SCHÖNBURG wahrscheinlich aus dem Rheinland nach Sachsen gekommen waren. AGRICOLA nennt die Waldenburger Geschirre die „fürnembsten in ganz Deutschland“ und berichtet, daß sie nach Antwerpen und Venedig geliefert wurden. Nach dem Brande der Mittelstadt, 1482, ließen sich die Töpfer in Altstadt-Waldenburg nieder, das erst 1928 mit der Stadt Waldenburg vereinigt wurde. Lange wenig bekannt, ist das Waldenburger Steinzeug erst in neuester Zeit durch K. BERLING's Schrift „Sächsisches Steinzeug aus Waldenburg und Zeitz“ (Berlin 1934) bearbeitet und in seiner Bedeutung erkannt worden. Die letzten Jahre brachten bei Ausgrabungen eine starke Vermehrung alten Waldenburger Materials, das auf der Ausstellung 1938 erstmalig in großem Umfange zusammengestellt war. Die künstlerische Entwicklung erreichte nicht ganz die Eleganz der rheinischen Ware, zeichnete sich aber durch charaktervolle Eigenart aus. Neben Trinkgefäßen, Kannen, Igeltöpfen usw. wurden besonders Salben- und Säuregefäße in Waldenburg hergestellt. Schon 1524 ist die Herstellung von Ofenkacheln bezeugt. Neben Steinzeug und Kacheln war auch die Irdenware in Waldenburg heimisch. Seit 1725 bestand eine eigene Innung von Pfeifenmachern, die aus weißem Ton einfache Tabakpfeifen nach holländischem Muster fertigten. 1892 wurde versucht, eine Töpferfachschule zu errichten; die Schule siedelte dann nach Kamenz und schließlich nach Bunzlau über, wo sie als Fachschule für Keramik noch besteht. Die moderne Steinzeugproduktion Waldenburger, die vorwiegend mit Spatglasuren arbeitet, umfaßt Gefäße für den Hausgebrauch, für die chemische Industrie und Brennereien, dazu kunstgewerbliche Schalen, Krüge, Bauplastik usw.; die Töpferei betreibt besonders die Herstellung von Blumentöpfen, Ofenrohren, Schornsteinaufsätzen usw. Geschlechterfolgen alter Töpferfamilien und Verzeichnisse der noch bestehenden Töpfereien sind beigegeben.

Walther Fischer.

Lea, F. M.: Hydraulic cements. (Sci. Progress. 30. 1935. 31—41.) — Ref. dies. Jb. 1939. I. 128.)

Steger, W.: Zur Bestimmung des Widerstandes keramischer Erzeugnisse gegen schroffen Temperaturwechsel. (Die chem. Fabr. 11. H. 45/46. 1938. 508—512. Mit 3 Abb.)

Das im vorstehenden Referat (dies. Jb. 1938. II. 938) erwähnte, besonders für die Prüfung keramischer Körper für die Elektrowärmeindustrie und für chemische Zwecke gedachte Verfahren wird ausführlicher erläutert.

Die Unterschiede zwischen Abschreckung gemäß DIN 1068 und schroffer Erhitzung und die maßgebenden Gesichtspunkte für die Entwicklung des neuen Verfahrens werden erörtert, Versuchseinrichtung und Arbeitsweise

beschrieben und die entstehenden Risse und Zerstörungen dargestellt. Die untersuchten keramischen Stoffe ordnen sich bei Temperatursteigerung des Metallbades um 50° nach jedem Versuch gemäß der Temperatur der ersten auftretenden Zerstörung in Gruppen.

Es zeigen Zerstörung bei:

1. 250°: Schmelzware, Kalksteingut;
2. 300°: Feldspatsteingut, Steatit;
3. 400°: Gemischtes Steingut, Seger-Porzellan, Steinzeug mit geringerer Temperaturwechselbeständigkeit;
4. 600°: Steinzeug mit mittlerer Temperaturwechselbeständigkeit, Sinterkorund;
5. über 750°: Hartporzellan, Steinzeug-Sondermassen mit großer Temperaturwechselbeständigkeit, gesinterte Sondermassen für Elektrowärmezwecke mit besonderer Wärmeausdehnung, poröse Massen mit über 40% Siliciumkarbid.

Stützel.

Wells, L. S. and K. Taylor: Hydration of magnesia in dolomitic hydrated limes and putties. (Res. Journ. Nat. Bur. Stand. **19**. 1937. 215—236.)

Grün, R.: Einwirkungen von Salzlösungen auf Zement und Beton. (Angew. Chemie. **51**. H. 50. 1938. 879—890. Mit 24 Abb.)

Nach einem geschichtlichen Rückblick auf die sehr dauerhaften Leistungen der Römer in der Betonherstellung folgen Angaben über die günstige Gestaltung der Prüfverfahren, die Auswertung der Ergebnisse und die dabei möglichen Fehler. Ausführlich werden dann behandelt: Die Einwirkung der verschiedenen Eigenschaften des benutzten Zementes auf die Salzwasserbeständigkeit des Betons, die Wirkung der Eigenschaften des Betons selbst und die Einwirkung verschiedener Arten von Lösungen bei planmäßiger Prüfung. Als Schnellprüfverfahren wird empfohlen: Nicht zu konzentrierte Lösungen ohne Erwärmen und ohne Bewegen bei Anwendung porösen Mörtels. Die Art des Zements ist sehr wichtig und es können Zemente hergestellt werden, die dem Beton große Salzwasserbeständigkeit verleihen. Die notwendigen Eigenschaften werden genannt: Der Beton soll zementreich sein, wasserarm angemacht und gut verdichtet werden. Die Körnung der Zuschläge soll auf kleinste Oberfläche abgestellt sein.

Stützel.

Machu, Willibald: Gewinnung von Tonerde aus Ton, Kaolin und anderen kieselsäurehaltigen Aluminiummineralien über das Aluminiumsulfit in der Patentliteratur. (Metall u. Erz. **35**. 1938. 499—510.)

Nach einer Besprechung der derzeitigen Rohstoffgrundlage der Aluminiumindustrie wird gezeigt, daß das heute fast ausschließlich verwendete Rohmaterial, nämlich ein kieselensäurearmer Bauxit, den Bedürfnissen der im starken Anstieg begriffenen Aluminiumindustrie bereits in absehbarer Zeit nicht mehr genügen können wird. Es stellt daher die Möglichkeit einer wirtschaftlichen und technisch erfolgreichen Aufarbeitung der auf der ganzen Erde ungemain stark verbreiteten Tone und ähnlicher Materialien auf eine reine Tonerde nicht

nur für das bauxitarmer Deutschland, sondern ganz allgemein eine große und wichtige Aufgabe dar. Da die alkalischen Aufschlußverfahren nicht ohne weiteres, wie näher ausgeführt wird, auf die Aufschließung der kieselsäurereichen Tone übertragen werden können, kommen dafür vorwiegend als Aufschlußmaterial die Säuren oder elektrothermische Reduktionsverfahren in Betracht. Es wird das Verhalten der Tone in diesen Lösungen eingehend behandelt. Auch die Eigenschaften des Aluminiumsulfit und seiner wässrigen Lösungen, ihr Verhalten beim Erhitzen, die Trennungsmöglichkeiten der Kieselsäure und des Eisens von der Tonerde usw. werden näher besprochen. Schließlich werden die bisher durch die Patentreliteratur bekannten Aufschlußverfahren für Ton, Kaolin und andere kieselsäurereiche Tonerdeminerale einer eingehenden kritischen Erörterung unterworfen.

Wie aus der kritischen Besprechung der Patentschriften über den Aufschluß von tonerdehaltigen Materialien mit wässriger schwefeliger Säure hervorgeht, besitzen wir besonders in den Verfahren der Firma Th. Goldschmidt A.G. in Essen (Ruhr) sehr aussichtsreiche Vorschläge zur Gewinnung von Tonerde aus dem billigsten Rohmaterial, dem Ton, mit der billigsten Säure, der schwefeligen Säure. Damit ist ein sehr aussichtsreicher neuer Weg geschaffen worden, der uns zu der Hoffnung berechtigt, daß Deutschland auch auf dem Gebiete der Aluminiumerzeugung die Unabhängigkeit vom Auslandsbezug erlangen wird.

Wenn auch zahlreiche der besprochenen Vorschläge eine Reihe von ersichtlichen Nachteilen aufweisen, die ihre praktische Verwertung derzeit als wenig aussichtsreich erscheinen lassen, so ist ihre Anführung aus dem Grund von Interesse, damit der Außenstehende an den Fehlern lernen und unter Umständen viel Zeit und Arbeit ersparen kann. **H. Schneiderhöhn.**

Glas. Email.

Morey, G. W.: The properties of glass. (Amer. Chem. Soc. Monograph Series. Reinhold Publ. Comp. New York 1938. 562 S.)

Der bekannte Silikatforscher am Geophysical Laboratory in Washington gibt hier eine ausführliche Monographie des Glases und seiner Eigenschaften. Das Werk hat folgende Abschnitte: Geschichte und Definition von Glas, Zusammensetzung, Entglasung, Chemische Dauerhaftigkeit, Viskosität, die Abkühlung des Glases und ihre Überwachung, Oberflächenspannung, Wärmekapazität, Wärmeleitfähigkeit, Dichte, Ausdehnungskoeffizient, Elastische Eigenschaften, Zähigkeit, thermische Widerstandsfähigkeit, Härte, Optische Eigenschaften, Elektrische Leitfähigkeit, Dielektrische Eigenschaften, Magnetische Eigenschaften, Konstitution. — Das Werk enthält zahlreiche Kurvenbilder und Zahlentafeln. Die Originalliteratur wird immer angeführt.

Besonders sei noch auf den Abschnitt über Entglasung aufmerksam gemacht, in dem alle glasbildenden Systeme angeführt sind und ihre Kristallisationsbilder angeführt sind.

Das Werk ist zweifellos das ausführlichste und modernste Buch über den Gegenstand und ist für jeden Silikatforscher von größtem Wert.

H. Schneiderhöhn.

Springer, L.: Neuer Fachausschußbericht der Deutschen Glastechnischen Gesellschaft über Glasschmelzsande. (Steinbruch u. Sandgrube. **37.** H. 15. 1938. 187—188.)

Der ursprüngliche Bericht wurde erweitert und ergänzt als „Richtlinien zur Untersuchung und Kennzeichnung von Schmelzsanden der Glasindustrie“ neu herausgegeben. Nur die Quarzsande mit höchstens 2% Ton sind berücksichtigt, aufbereitet und versandfertig, ferner gemahlene Quarzite, Feuer- und Sandsteine. Probenahme und die einzelnen Prüfungen bilden den Hauptinhalt, als Anhang ist dem Bericht eine Schriftenzusammenstellung angefügt.

Stützel.

Hochfeuerfeste Steine.

Endell, K.: Über den Vorgang der Verschlackung feuerfester Steine. (Berg- u. Hüttenm. Mh. **86.** 1938. 296.)

Die äußerst verwickelte Verschlackung feuerfester Steine ist weitgehend abhängig sowohl von ihren Eigenschaften wie auch von der Art und Weise, wie diese während des Betriebes durch die Schlacke in den einzelnen Öfen beansprucht wird. Die Durchführung neuer technischer Prozesse scheidet häufig an dem zu schnellen Verschleiß der feuerfesten Steine. Geringe Porosität und gleichzeitig Temperaturwechselbeständigkeit werden weitgehend unabhängig von der chemischen Zusammensetzung gefordert. In einer Abbildung wird die Verschlackung (bzw. Auflösung) keramischer Stoffe und ihre Abwehr durch Fabrikation, Konstruktion und Betriebsführung dargestellt. Entscheidend ist die Lage der eutektischen Temperatur der im Endzustand auftretenden Lösungsprodukte aus feuerfestem Stein und Schlacke zur Arbeitstemperatur des technischen Prozesses. Liegt die eutektische Struktur höher als die Arbeitstemperatur, so findet kaum eine Reaktion statt. Die Verschlackung nimmt weitgehend unabhängig von der chemischen Zusammensetzung sowohl der Schlacke wie auch der feuerfesten Steine mit dem Flüssigkeitsgrad der Schlacke zu, der ein Relativmaß aller Diffusionsvorgänge ist, die wir zur Zeit messend noch nicht verfolgen können. Die große Beschleunigung des Schlackenangriffs mit steigender Temperatur ist der dreifachen Wirkung erhöhter Löslichkeit, verringerter Zähigkeit und beschleunigter Diffusion zuzuschreiben.

Als wirksame Bekämpfung des Angriffs werden genannt:

1. Auswahl des feuerfesten Steins mit der geringsten Löslichkeit.
2. Verminderung des Flüssigkeitsgrades der Schlacke durch Zusatz unlöslicher Stoffe.
3. Kühlung der Wände auf eine Temperatur von etwa 50° über dem Schlackenschmelzpunkt.

M. Henglein.

Goldschmidt, V. M.: Olivine and forsterite refractories in Europa. (Ind. Eng. Chem. **30.** 1938. 32; Ref. von BERG in Zs. prakt. Geol. **46.** 1938. 217.)

Aus Olivinfels kann man feuerfeste Ziegel herstellen, die bis 1900° Hitze aushalten. Das wäre der Schmelzpunkt des reinen Magnesiumolivins. Durch Magnesioferrit wird der Schmelzpunkt herabgesetzt. Man setzt daher einen

Überschuß von Magnesiumoxyd zu, um die Wirkung des Eisengehalts im Olivin zu vermindern. Den Forsterit kann man künstlich aus Magnesiumoxyd und Kieselsäure, sowie aus Serpentin oder Talk mit MgO herstellen. Die Herstellung der Steine aus groben und dazwischen gelagerten feinen Körnchen verhindert das Springen bei plötzlicher Abkühlung. Die Herstellung von Forsteritziegeln hat Verf. mit KNUDSEN schon 1925 getroffen.

M. Henglein.

Beliankin, D. S. and B. V. Ivanov: Chemico-mineralogical characteristic of one magnesite brick from the Mariupol works. (Trav. Inst. pétrogr. Inst. Ac. Sc. USSR. Nr. 11. 1937. 11—125. Russ. mit engl. Zusammenf.)

Die Verf. untersuchten einen Magnesit-Ziegelstein aus der Wand eines MARTIN-Ofens des Mariupol-Werkes. Es hat sich herausgestellt, daß der Ziegelstein im Laufe der Zeit eine sehr bedeutende chemiko-mineralogische Umwandlung zonaren Charakters erfahren. Es ließen sich vier Zonen nachweisen, deren chemiko-mineralogische Beschreibung den Inhalt der vorliegenden Untersuchung darstellt.

N. Polutoff.

Ivanov, V. I.: Estimation with the polarization microscope of the applicability of crystalline quartzites for production of silicabricks. (Trav. Inst. pétrogr. Ac. Sc. USSR. Nr. 13. 1938. 203—210. Russ. mit engl. Zusammenf.)

Technische Schlacken und Schmelzgesteine.

Hartmann, F.: Einfluß verschiedener Schlackenbildner auf den Flüssigkeitsgrad der Hochofenschlacke. (Stahl u. Eisen. 58. (1938.) 1029—1034.)

Verfahren zur Bestimmung des Flüssigkeitsgrades von Schlacken. Einfluß des Flüssigkeitsgrades auf die Eigenschaften und Verwertbarkeit der Hochofenschlacke. Ergebnisse von Messungen der Wirkung von Schlackenbildnern (CaO, SiO₂, MgO, Al₂O₃, MnO, FeO) auf den Flüssigkeitsgrad der üblichen Hochofenschlacken. Wirkung besonderer Zusätze (TiO₂, ZnO, ZrO₂) und von Verflüssigungsmitteln (B₂O₃, CaF₂, Na₂O und K₂O). Änderung des Flüssigkeitsgrades von Hochofenschlacke bei stufenweiser Steigerung des Gehaltes an sauren Erzen im Möller bis zu 100 %.

H. Schneiderhöhn.

Ölsen, W.: Unterlagen zur Gewinnung manganreicher Schlacken aus Spiegeleisen und Phosphorspiegeleisen. (Stahl u. Eisen. 59. (1939.) 81—87.)

Kennzeichnung der Aufgabe. Die Oxydation des Mangans durch Sulfid- und durch Oxyd-Sulfid-Schlacken. Der Einfluß der Kieselsäure. Schwefelfreie Silikatschlacken. Das Verhalten des Phosphors bei der Oxydation von Phosphorspiegeleisen. Die Abhängigkeit der Ausbeuten vom Wege. Andere Oxydationsmittel.

H. Schneiderhöhn.

Lapin, V. V.: On the petrography of the ferro-chromium and ferro-tungsten slags. (Trav. Inst. pétrogr. Inst. Ac. Sc. URSS. Nr. 11. 1937. 127—143. Russ. mit engl. Zusammenf.)

Das petrographische Institut der Akademie der Wissenschaften beschäftigt sich mit einer systematischen Untersuchung von metallurgischen Schlacken der wichtigsten Werke des Landes. Im vorliegenden Aufsatz werden Ferro-Chrom- und Ferro-Wolframschlacke des Tscheljabinsk-Werkes ausführlich beschrieben.

N. Polutoff.

Manuilova, N. S.: Process of dilution of the basic brick in the lime-sodium glass. (Trav. Inst. pétrogr. Ac. Sc. URSS. Nr. 11. 1937. 145—154. Russ. mit engl. Zusammenf.)

Lapin, V.: Liquefaction of the silicate melt in metallurgical slag. (Trav. Inst. pétrogr. Ac. Sc. URSS. Nr. 13. 1938. 247—274. Russ. mit engl. Zusammenf.)

— On the petrography of the rich in manganese (tephroite) slags. (Trav. Inst. pétrogr. Ac. Sc. URSS. Nr. 13. 1938. 225—239. Russ. mit engl. Zusammenf.)

Beliankin, D. and I. Shumilo: On the mineralogical composition of one manganese containing slag. (Trav. Inst. pétrogr. Ac. Sc. URSS. Nr. 13. 1938. 241—245. Russ. mit engl. Zusammenf.)

Beliankin, D.: From the diploma works on the technical petrography in Leningrad Chemico-Technological Institute. (Trav. Inst. pétrogr. Ac. Sc. URSS. Nr. 13. 1938. 211—223. Russ. mit engl. Zusammenf.)

Es werden kurz folgende Arbeiten besprochen, die unter der Leitung des Verf.'s ausgeführt wurden:

1. A. J. SHKOLNIK: Chemico-mineralogical study of black silicabrick (dinas) from the Kuznetsk works.

2. N. M. CHERVINSKY: Alteration of magnesite into periclase and solid solutions of iron in periclase.

3. G. A. SCHINKE: The melting charge and the products of its reaction with the facing of the glassmelting furnaces at „Druznaya Gorka Works“.

N. Polutoff.

Beliankin, D. S. and L. I. Korchemkin: On the crystallization of mervinite in one Ural slag from the MARTIN's furnace. (Trav. Inst. pétrogr. Ac. Sc. URSS. Nr. 12. 1938. 203—212. Russ. mit engl. Zusammenf.)

Neben den gewöhnlich vorkommenden Mineralien Monticellit und Gehlenit ist in der untersuchten Schlacke auch das Mineral Mervinit nachgewiesen worden. Eine ausführliche Charakteristik der chemischen und optischen Eigenschaften des Mervinites bildet den Inhalt des vorliegenden Aufsatzes.

N. Polutoff.

Mineralische Düngemittel.

Müller, Robert und **Helmut Gerschbacher**: Neue Wege zum Aufschluß von Rohphosphoriten. (Berg- u. Hüttenm. Mh. 86. 1938. 241.)

Die Arbeit befaßt sich mit der Nutzbarmachung österreichischer Rohphosphate für die Landwirtschaft. Dabei werden durch Anwendung neuartiger, wirtschaftlicher Methoden unter Wegfall teurer Zerkleinerungsarbeit aus den Phosphoriten hochwertige Düngemittel hergestellt.

Über die Sinteraufschlußverfahren hat R. REISSNER (Ref. dies. Jb. 1938. II. 654) ausführlich berichtet. Die Reduktion der Phosphorite mit Kohle in Gegenwart von Quarz im elektrischen Ofen und Verbrennung der entweichenden Phosphordämpfe mit Luft zu P_2O_5 und Absorption derselben im Wasser ist mit billiger elektrischer Energie tragbar. Es ist aber nicht ökonomisch, zuerst mit Hilfe hoher Temperaturen und bedeutendem Wärmeaufwand eine Reduktion zu wertvollem elementarem Phosphor durchzuführen, um diesen dann wieder in P_2O_5 zu verbrennen.

Die Verf. gehen auf den Säureaufschluß näher ein. Mit Schwefelsäure fällt als Nebenprodukt Gips an. Um dies zu vermeiden, sind andere Säuren zu verwenden. Der Aufschluß wird durch Einwirkung von gasförmigen Säuren (HCl oder HNO_3) bei einer Temperatur oberhalb $100^\circ C$ bis etwa $300^\circ C$ durchgeführt, wobei eine hochkonzentrierte bis gesättigte heiße Aufschlußblauge entsteht. Im großen wird die Aufschlußreaktion in einem mit säurefesten Steinen ausgekleideten, gemauerten Turm durchgeführt. Die Durchführung mit Salpetersäure hat den Vorteil, daß neben der aufgeschlossenen Phosphorsäure auch Kalksalpeter entsteht. Die beiden Produkte sind wertvolle Düngemittel und brauchen nicht getrennt zu werden. Ein Nachteil ist vielleicht der hohe Marktpreis der Salpetersäure. Doch sind die Erzeugniskosten mit RM. 0.11 bis 0.12 gegenüber einem Verkaufswert von RM. 0.20 pro kg tragbar.

M. Henglein.

Regionale Verbreitung technisch nutzbarer Mineralien und Gesteine.

Henglein, M.: Die Industrie der Steine und Erden in Baden. (Steinindustrie u. Straßenbau. 34. 1939. 119.)

Die Grundlagen der Industrie der Steine und Erden, die in 1100 Betrieben rund 20000 Menschen beschäftigt, sind durch die Fülle der technisch verwertbaren Gesteine und losen Produkte gegeben. Hinsichtlich des Verwendungszweckes kann man drei große Arbeitsgebiete unterscheiden: 1. Die Natursteinindustrie für den Wege-, Bahn- und Wasserbau. 2. Die Naturwerksteinindustrie und 3. Die Industrie der Sande, Tone und anderer Rohstoffe.

Im westlichen Odenwald liefern die Granitwerke hauptsächlich Randsteine und Großpflaster. Die Schwarzwälder Granitbetriebe im Murgtal, Bühlertal, Acher- und Renchtal sind von großer Bedeutung. Infolge der vielfältigen Färbung und Struktur der Schwarzwaldgranite kommen sie den vielseitigen Verwendungszwecken entgegen. Die Lebendigkeit der Granitaus-

strahlung finden wir bei keinem anderen Gestein so ausgeprägt. Infolge der hohen Druck- und Verschleißfestigkeit, sowie der Griffigkeit wird der Granit zu verschiedenen Produkten verarbeitet. Es werden die einzelnen Granite und ihre Verwendung besprochen. Die Hartsteinarten sind in buntem Bild über das ganze Land verteilt. Die Quarzporphyrbrüche entlang der Bergstraße, die Brüche in der Vorbergzone und in den Seitentälern des Schwarzwaldes, auch am Südrand, liefern Schotter für sämtliche Straßenbau- und Unterhaltungsmaterialien, für Teergrus, Edelsplitt, Gehwege und Trockensand. Die Hartsteinindustrie des Kreises Offenburg umfaßt zwölf angeschlossene Werke. In Wagensteig ist ein Hornblendeschotterwerk. Die Hartsteinwerke Vulkan bei Haslach im Kinzigtal gewinnen einen Amphibolit.

Der Phonolith des Kaiserstuhls bei Oberrotweil liefert Schotter, Splitt und Material für Uferbefestigungen. Bei Sasbach wird der Limburgit abgebaut, an anderen Stellen in kleineren Brüchen auch der Tephrit und Nephelinbasalt. Im Hegau wird am Höwenegg, Hohenstoffel und bei Riedöschingen das vulkanische Tertiärgestein gewonnen. Die Schotterindustrie der Hartgesteine hatte hinsichtlich des Absatzes in der neueren Zeit mit besonderen Schwierigkeiten zu kämpfen. Die Motorisierung des Verkehrs verlangte den Übergang von den wassergebundenen gewalzten Straßen zur neuen Teerstraße, zu Straßen mit mittelschweren und schweren Decken. Das brachte den Schotterwerken eine gewaltige Absatzschrumpfung. Trotzdem blieb die Zahl der Betriebe mit ihren Gefolgschaften die gleiche. Da die Schotterindustrie Badens fast ausschließlich an Nebenbahnen liegt, so daß ihre Erzeugnisse mit einer Vorracht belastet sind und gegenüber den angrenzenden Hartsteingebieten die höchsten Löhne bezahlt werden, drohten die Absatzgebiete der badischen Schotterindustrie noch mehr eingeengt zu werden. Die Pfälzer Hartsteinwerke konnten Schotter viel billiger absetzen bei niedrigen Löhnen, Wegfall der Vorrachten und durch Verarbeitung des Abfallmaterials der Pflastersteinerzeugung. Nun sind die notwendigen Bedürfnisse der badischen Schotterindustrie geregelt; es ist dafür gesorgt, daß durch das Bestehen dieser Betriebe der ungeheure Materialeinsatz an der Westgrenze gesichert war.

Von Weichgesteinen sind für die Verwendung im Straßenunterbau und Flußbau die Buntsandstein- und Kalksteingebiete zu erwähnen. In der Naturwerksteinindustrie kommt es weniger auf Hart- oder Weichgestein an, als vielmehr auf architektonische und künstlerische Gesichtspunkte. Die Sandsteine von Baden sind von großer Bedeutung. Fast in jeder größeren Stadt hat der Buntsandstein Verwendung gefunden. Der Mainsandstein ist wegen seines feinen Kornes und seiner warmen roten Farbe am meisten geschätzt und wird in zahlreichen Brüchen von Tauberbischofsheim, Königshofen, Gamburg beiderseits der Tauber bis in die Gegend von Wertheim abgebaut. Der Neckar durchfließt ein großes Buntsandsteingebiet, in dem der Baustein aller Art, Schleifstein, Rand- und Pflasterstein, Steine für Brunnenröge, Tür- und Fensterrahmen, Treppenstufen, Ufer- und Flußbauten, Brückenbauten, als Auskleidung von Säuretürmen und zur Auswölbung von Tunnels gewonnen werden. Die Arbeitsgemeinschaft der Neckar-Hartsandstein, Eberbach und Umgebung, umfaßt 16 Betriebe mit etwa 600 Mann Belegschaft. Derzeit gewinnt sie jährlich 10 000 cbm Werksteine, 100 000 t Fluß-

bausteine und 5000 t Pflastersteine. Bei den Reichsparteitagsbauten, Reichsautobahnen, der Reichsbahn, Heeresbauverwaltung, in der chemischen Industrie und bei vielen kleineren Bauten fand der Buntsandstein des Neckartales Verwendung.

Die Pfingztäler Sandsteine haben früher für Karlsruhe, Durlach und Pforzheim Material geliefert. Heute sind nur noch wenige Brüche in Betrieb. Platten, Stellsteine, Schichten-, Mauer-, Gestück- und Pflastersteine, Randsteine und Fensterrahmen sowie Unterbaue von Häusern und Autobahnen werden aus dem Buntsandstein hergestellt. Im Murgtal, in der abgesunkenen Buntsandsteinscholle bei Lahr, am südöstlichen Plateaurand vom Kniebis bis hinab nach Villingen, Neustadt und Bonndorf wird Buntsandstein gebrochen. Auch im Keuper sind wichtige Sandsteinlager, die allerdings an Wetterbeständigkeit hinter dem Buntsandstein zurückstehen. Wegen ihrer helleren Tönung sind sie begehrt. Baden hat nur im Norden der Kraichgauer Mulde in der Gegend von Sinsheim, Odenheim, Eppingen, Rappenu eine Keuperbedeckung. Bei Grombach und an der Schmollenmühle wurde der 7—9 m mächtige Lettenkohlsandstein schon lange gewonnen. Auf Blatt Rappenu bei Untergimpeln und Siegelsbach sind größere Steinbrüche angelegt. Etwas wetterbeständiger ist der Schilfsandstein des mittleren Keupers, der in denselben Verbreitungsgebieten liegt. Nördlich des Katzenbachtals im Kraichgau und in der Umgebung von Odenheim beim Stifter Hof ist der technisch verwertbare Horizont über 10 m mächtig. Am Fuß des Steinbergs bei Weiler und auf Blatt Kürnbach bei Mühlbach führen die Bruchwerksteine den Namen Kossack.

Als Kalkstein kommt in erster Linie der Muschelkalk, der in Baden gut und in großer Oberflächenverbreitung entwickelt ist, als Bruchmaterial in Frage. Der Wellenkalk ist das Rohmaterial für die Zementindustrie und wird bei Leimen und Neckarelz am Schreckberg, sowie an vielen anderen Punkten gewonnen. Die Muschelkalkwerke des badischen Hinterlandes wirkten in erster Linie bei den Großbauten der Partei und des Staates mit. Ein wesentlicher Teil der Natursteine für den Bau des Reichsluftfahrtministeriums und die Riesenanlage des Tempelhofer Weltflughafens wird aus dem wiedererschlossenen Hegau-Muschelkalkgebiet geliefert. Für Eindeckung von Bahngleisen ist der badische Muschelkalk gut geeignet, da er nicht verwittert und für diesen Zweck doch hinreichend hart ist. Die Oolithbänke des *Nodosuskalkes* im südlichen Baden sind ein wetterbeständiger und dauerhafter Baustein.

In seinem südöstlichen Teil hat Baden Anteil am schwäbischen Jurazug, wo in den β -Kalken viele Brüche angelegt sind. Die weißen Plattenkalksteine sind stark zerklüftet und zerfallen meist schon während des ersten Winters durch Frostsprengung. Die massigen δ -, ε - und ζ -Kalksteine liefern verhältnismäßig gutes Baumaterial. Ein großer Teil der Bauwerke der Schwarzwaldbahn im Hegau ist aus ε -Kalk hergestellt. Der früher gewonnene Quaderkalkstein, der als Immendinger Marmor bezeichnet wird, wird in einem neu angelegten Bruch der Bahnlinie Immendingen—Hattingen für die Bauten in München und Nürnberg gewonnen. Gute Bausteine liefern die marinen Sandsteine des Tertiärs, die sich namentlich auf Blatt Blumberg

teils auf Thengener, teils auf Uttenhofener Gemarkung finden. Der Thengener Grobkalk wird besonders für Wasserbauten und Grundmauern sehr gesucht.

Einige Gipsgruben sind teils Lieferanten für die chemische Industrie, teils Rohstoffquellen zur Herstellung von Gipserzeugnissen. Bei Badenweiler wird bei Lipburg im Stollenbetrieb ein umfangreiches Gipslager abgebaut, ferner bei Neckarzimmern und stellenweise im Wutachtal. An vielen Stellen Badens finden sich nutzbare Tonablagerungen, die große Tonwarenfabriken haben entstehen lassen. Sand- und Kieswerke sind im ganzen Rheintal und im Bodenseegebiet für Zuschlagsmaterial zum Mörtel und Beton in Betrieb. Alle Körnungen können ausgesiebt werden.

Von den kleinen ländlichen Betrieben angefangen, finden wir alle Größen bis zur modernen Großaufbereitungsanlage. Die gewaltigsten Anforderungen an die Baustoffindustrie wurden durch den Masseneinsatz bei den Befestigungsarbeiten der Westgrenze gestellt. Nur durch mehrschichtige Arbeit konnten sie bewältigt werden.

Ref. d. Verf.'s.

Felser, Karl Oskar: Die Verwendungsmöglichkeit des Famenne-Sandsteines in der Umgebung Aachens. (Steinindustrie u. Straßenbau. 33. 1938. 542.)

Die nutzbaren Famenne-Sandsteine beschränken sich in der Umgebung Aachens in der Hauptsache auf den Zug des Hammerberger Sattels auf dem Meßtischblatt Stolberg, der noch teilweise auf die Südostecke des Blattes Aachen übergreift. Die nördlichen Vorkommen in Aachen und bei Verlaudenheide—Eilendorf treten dagegen vollkommen zurück. Die Famenne-Schichten sind eine sandig-schieferige Gesteinsfolge des obersten Oberdevons. Die Famenne-Schiefer an ihrer Basis finden keine technische Verwendung.

Die Esneux-Schichten bestehen in der Hauptsache aus einem grünlichen, gröber struierten, festen Sandstein, der sich von manchen Kohlenquarziten nur durch den Glimmergehalt unterscheidet. Das Gestein verwittert sehr schwer und wird dann gelblich. Die tonigeren, geschieferten Zwischenlagen haben eine grünliche Farbe und weisen oft einen hohen Gehalt an Glimmer auf. Sie treten gegenüber den Sandsteinen stark zurück. Die Montfort-Schichten folgen in gleichförmiger Lagerung über einem etwa 2 m mächtigen Schieferhorizont, der noch zu den Esneux-Schichten gehört. Es sind kalkige, blaugraue bis schwarze Sandsteine, sind wesentlich feinkörniger und zeigen eine dichte Struktur. In den oberen Lagen kommen oft fast rein quarzitische Lagen vor. Die Schiefer der Montfort-Schichten sind meist sandig und grünlichgrau. Die Evieux-Schichten bestehen aus sehr harten, kalkreicheren Sandsteinen, die feinkörnig und glimmerarm sind. Sie sind sehr widerstandsfähig.

Die dickeren und glattspaltenden Bänke der Esneux-Schichten liefern ein gutes Werksteinmaterial. Die dünneren, glatt und kantig abgesonderten Sandsteinplatten sind als Gartenplatten heute gesucht. Der Steinbruch südwestlich Walheim baut fast nur für diese Zwecke ab. Die Abfallprodukte liefern Schotter für den Straßenbau der näheren Umgebung. Noch besser eignen sich die glimmerärmeren Sandsteine der Montfort-Schichten wegen ihrer Härte als Bau- und Werksteine. Im Steinbruch südwestlich Walheim

werden sie in großen Mengen für Bordsteine, Treppenstufen, Fensterrahmen, Bausteine, Pflastersteine und für den Straßenbau gewonnen. Die gleiche Gesteinsserie wurde beim Bau der neuen Straße in Stolberg—Hammer am Hang des Hammerberges aufgeschlossen und größtenteils an Ort und Stelle für die Wasserverbauung, Grob- und Kleinschlag, als Packlage und als Bordsteine verwendet. Nimmt der Glimmergehalt zu, so ist das Gestein minderwertiger.

Wegen ihrer starken tektonischen Beanspruchung neigen die Gesteine der Famenne-Stufe im Gebiet des Aachener Sattels leicht zur Verwitterung. Neue Steinbrüche sind immer an den mehr oder minder steilen Talhängen, an denen das Gesteinsmaterial am wenigsten verwittert ist, anzulegen.

M. Henglein.

Hoppe, W.: Überblick über die thüringischen Werk- und Dekorationssteine und ihre wichtigsten Abbaugebiete. (Steinindustrie u. Straßenbau. 34. 1939. 120.)

Granit findet sich an zwei Stellen. Im Trusetal bei Brockerode ist ein grobkörniger, dunkler, glimmerreicher Granit entwickelt, bei Wurzbach ein hellgrauer, klein- und mittelkörniger Granit. Während der dunkle Granit nur dort, wo man ein dunkles Gestein wünscht, Verwendung findet, läßt der hellgraue eine vielseitige Verwendung auch als Werkstein zu. In zwei großen Werken wird er in erster Linie zu Pflaster und Brecherprodukten verarbeitet.

Der blaugrüne Diabas des ostthüringischen Schiefergebirges, von Schlegel bei Lobenstein, Langenbuch bei Lössau und im Gebiet Zeulenroda—Trieblis, der grobkristalline schwarzgrüne Mesodiabas des Thüringer Waldes von Tambach—Dietharz und Schnellbach—Floh und der lauchgrüne, z. T. brecciose Diabastuff von der Rentzschmühle bei Cossengrün im Elstertal stellen farbkraftige, als Werk- und Dekorationssteine geeignete Steine dar. Für die Brücke der Reichsautobahn bei Schleiz haben die Diabasgesteine weitgehende Verwendung gefunden. Der Paläopikrit des Schiefergebirges wird zu Seibis bei Lobenstein erst seit einigen Jahren abgebaut. Er ist tiefschwarz, schneid- und polierfähig. Da er in großen Stücken anfällt, ersetzt er den für die Friedhof-Grabmalindustrie viel benutzten schwarzen „schwedischen Syenit“.

Porphyry und Porphyrtuff des Thüringer Waldes spielen im Vergleich zu ihrer großen Verbreitung als Bau- und Werksteine nur eine geringe Rolle. Quarzporphyr liefert Steine für Werksteinmauerwerk bei Tambach—Dietharz, sowie für Mühlsteine, noch mehr der Porphyrtuff von ebenda, sowie von Frankenhain bei Gräfenrode und Ilmenau, der überaus farbenfreudig ist.

Die Basalte der Rhön und ihrer Vorberge finden nur als bodenständige Bausteine Verwendung. In weiter Verbreitung treten im ostthüringischen Schiefergebirge farbige Schiefergesteine auf, meist von mattgrüner Farbe, fest durch quarzitisches Einlagerungen, in Platten von $\frac{1}{2}$ —2 dcm Stärke und 1—2 m Länge. Sie eignen sich als Platten und Bausteine im Ingenieur- und Hochbau. Abbaustellen sind bei Berga a. d. Elster, Gräfenenthal, Lobenstein, Steinach bei Sonneberg. Der Quarzit des Schiefergebirges liefert nur Bruchsteine. Nur dort, wo er bankig ist, läßt er eine gewisse werksteinmäßige Be-

arbeitung zu. Infolge der blaugrauen und mattgrünen Färbung, die noch durch die roten Klüftflächen verstärkt wird, kommt er zur Anwendung, wo ein farbenkräftiges Mauerwerk erstrebt wird. Auch die Grauwacken des Schiefergebirges geben in der Gegend von Sonneberg—Steinach Werksteine.

Die Kalksteine liefern verschiedenartige Werk- und Dekorationssteine. Der Ockerkalk des Obersilurs, schwarzgrau, ockerfleckig, belebt durch weiße Kalkspatadern war früher im ostthüringischen Schiefergebiet ein gebrauchter Baustein. Der wetter- und frostbeständige, feste Knotenkalk wird in einem kleinen Bruch in Ebersdorf bei Lauenstein ausgebeutet, als Baustein gelegentlich in Döschnitz und Garnsdorf bei Saalfeld, sowie Steinach. Der Ockerkalk ist schleif- und polierfähig und besitzt den Charakter des Marmors. Der oberdevonische Knotenkalk ist dunkelgrau, graurötlich oder grünlich und von knotigem oder knolligem Gefüge. Der Kaulsdorfer graurötliche Knotenkalk dient zur Zeit zur Verkleidung der Widerlager und Pfeiler der neuen Saalebrücke in Eichicht. Von den Saalburger Marmorwerken werden die Knotenkalke mit hervorragender Farb- und Strukturwirkung verarbeitet. Die Marmorbrüche liegen in Tegau bei Schleiz, Pahren bei Zeulenroda, Tanna (Art Königsrot) und Rothenacker bei Tanna (Art Violett).

Zechsteinkalk von lichtgrauer Farbe, schaumiger Struktur und guter Bearbeitungsfähigkeit tritt in dicken Bänken als ein wetter- und frostbeständiger Stein in Oberrohn bei Bad Salzungen im Plattendolomit auf.

Im Muschelkalk sind verschiedene Horizonte mit dickbankigen, festen, wetterbeständigen Kalksteinen, wie der Jenaer Kalkstein der Terebratelzone, Schaumkalk, Trochitenkalk und der Kalkstein der Glaukonitbank.

Kalktuff (Travertin) ist diluvialen Alters, lichtgelblich gefärbt, stets etwas löcherig und nicht nur als Werkstein für den Hoch- und Tiefbau gesucht, sondern wegen seiner Schneid-, Schleif- und Polierfähigkeit auch als wertvoller Dekorationsstein. In Langensalza, Mühlhausen und Ehringsdorf bei Weimar wird er verarbeitet. Die Schichthöhen sind aber nur bis 2 m hoch. Nur kleine Mengen Travertin in Schichthöhen von einigen Dezimetern fallen in den Brüchen von Burg- und Gräfentenna sowie Greußen an.

Sandsteine liefern eine Reihe Werksteine. Der Rückgang der Gewinnung der letzten Jahrzehnte ist stärker als beim Kalkstein. Der Kyffhäuser-Sandstein des Oberkarbons ist licht- oder kräftigrot und durch die kaolinisierten Feldspäte mehr oder weniger weiß punktiert. Er steht nur noch in Abbau in Steinhalleben und Rottleben. Recht gute Sandsteine sind in Udersleben und besonders in Ichstedt entwickelt. Das Kyffhäuser-Denkmal ist aus den an Ort und Stelle vorkommenden Sandsteinen errichtet worden. Der Rotsandstein des Thüringer Waldes aus dem Rotliegenden ist ein kräftig rot oder braunrot, selten grauviolett gefärbter, sehr fester, wetter- und frostbeständiger Sandstein und verdient mehr Beachtung als seither. Brüche sind bei Zella—Mehlis, Rotterode bei Steinbach, Hallenberg, Tambach—Dietharz, Finsterbergen.

Der Buntsandstein tritt in der unteren Abteilung als grauweißer Kalksandstein auf, der nur noch in kleinerem Umfang bei Kraftsdorf und Oberndorf an der Strecke Jena—Gera gewonnen wird. Der weiß- und rotgeflamnte Sandstein des Gebietes Bad Salzungen—Schmalkalden ist als

bodenständiger Baustein heute noch in verhältnismäßig starkem Abbau. Er bedarf jedoch der Auswahl, da er nicht in allen Ausbildungen wetter- und frostbeständig ist.

Der mittlere Buntsandstein wird bei Bad Berka, Themar und Meerbelsrod bei Eisfeld gewonnen. Die Sandsteine des Chirotherienhorizontes stehen in den Brüchen von Berka, Helmershausen bei Meiningen, Harras bei Eisfeld, Mengersgereuth—Hämmern in Abbau. Die feste, wetter- und frostbeständige, weiße und geflammte Sandsteine führenden Brüche von Stepfershausen und Rippershausen bei Meiningen liegen heute noch still, kommen aber für eine Neueröffnung an erster Stelle in Betracht.

Die Keupersandsteine erfahren nördlich des Thüringer Waldes nur geringen, südlich des Waldes stärkeren Abbau. In Lautenbach bei Minla und Bedheim bei Hildburghausen wird in kleineren Brüchen der Lettenkohlsandstein gewonnen. Die Sandsteine der Gegend Römhild—Rieth—Heldburg sind nicht an allen Stellen wetter- und frostbeständig und werden nur zeitweilig in kleineren Brüchen gewonnen. In den oberen Keuper oder Rhät gehört der Seeberg-Sandstein bei Gotha. Der lichtgelb gefärbte, sich durch angenehmen, warmen Farbton auszeichnende, feste und beständige Sandstein diente bereits zum Bau von Teilen der Wartburg. Für die Brückenbauten der Reichsautobahn ist der Betrieb seit kurzem wieder aufgenommen worden.

Zechsteingips von weißer, gelblicher, grauer und rötlicher Farbe wird in Bad Frankenhausen gewonnen, auch bei Herges—Auwaallenburg nur in kleinen Mengen.

M. Henglein.

Entwicklung der Steingewinnungs- und Verarbeitungsverfahren in der sächsischen Lausitz. (Steinindustrie u. Straßenbau. **33**. 1938. 505.)

Der Granit vom Klosterberg bei Demyt—Thumitz in der sächsischen Lausitz wird seit fast 100 Jahren gewonnen und als Werkstein und Pflaster verwendet. Der blaugraue, gut spaltfähige Granit hat mittleres Korn, 2,75 Dichte und 2430 kg/qcm Druckfestigkeit. Seiner hervorragenden Eigenschaften wegen wird er in wachsendem Umfang für Sockel, Fassaden, Treppen, Tür- und Fenstergerüste, Simse und andere Bestandteile von Gebäuden, für Denkmäler, Zweckbauten aller Art, insbesondere auf dem Gebiet des Wasser- und Brückenbaus verwendet. Mengenmäßig stärker fällt jedoch die Erzeugung von Wegebaustoffen ins Gewicht.

Die Gewinnung und die Herstellung der Fertigerzeugnisse werden beschrieben.

M. Henglein.

Maleew, E. H.: Lagerstätten von Diatomiten, Tripel und Opoka im Küstengebiet des Fernen Ostens. (Mitt. fernöstl. Akad. Wiss. USSR. **22**. Wladiwostok 1937. 7—24. Mit 1 Übersichtskärtchen, 3 geol. Kärtchen, 3 Prof., mehr. Tab. u. Florenangaben. Russ. mit engl. Zusammenf.)

2. Die verschiedenen Lager. A. Das chankajskische, das sidiminskische und das Lager vom Sowjethafen.

1. Das chankajskische Diatomitlager liegt längs des Westufers des Chankasees, 6 km nördlich der Niederlassung Nowokatschalinskij, in einer schwach hügeligen Gegend, die am Chankasee mit einem bis 60 m hohen Steilabfall endet. Die zu Tage tretende Schicht tertiärer Gesteine mit sichtbarer Mächtigkeit von mehr als 60 m lagert ungestört. Die Gesteine haben tuffogenen Charakter, es sind fast Aschentuffe; es herrschen psammitische Abarten vor, aber es sind auch Gerölle, die mit tuffogenen Tonen und Sanden vermengt sind, weit verbreitet. Oft kommen zwischen den Pelitgesteinen sporadisch einzelne Gerölle vor. Die Diatomite lagern linsenförmig, finden sich in Beziehung zu den tuffogenen Gesteinen in untergeordneter Menge. Es wird ein charakteristisches Schichtprofil angeführt. In anderen Aufschlüssen kommen gestreifte Diatomite vor, äußerlich den gestreiften tuffogenen Sandsteinen ähnlich. Es gingen einige große Rutschungen vor sich. Im Seespiegel tritt eine ungefähr 10 m mächtige Diatomitschicht zu Tage, unten gestreift, mit Zwischenschichten von Braunkohle und Blattabdrücken; die Gestreiftheit wird durch Färbung durch Eisenoxyde bedingt; oben in Diatomit mit braunem Farbenton übergehend, bedingt durch die Beimengung von pflanzlichem Detritus. Noch höher ist der Diatomit mit Sand angereichert; sporadisch kommen große Gerölle vor, welche, an Menge zunehmend, die Diatomitschicht durch Geröll ersetzen. Unter dem Mikroskop erkennt man, daß das Gestein fast völlig aus den Panzern der Süßwasserdiatomeen *Melosira* und einer kleinen Anzahl *Navicula* besteht. In den reinsten Abarten sind nicht mehr als 5—7% fremde Beimengungen enthalten, in stark verschmutzten Diatomiten dagegen bis 30%, hauptsächlich Quarz, Feldspäte, Biotit, Sericit. Etwas nördlicher kommen schöne Aufschlüsse von Aschentuffen vor, die hauptsächlich aus vulkanischem Glas bestehen und einer kleinen Menge von Quarz., Feldspäten, Biotit und anderen Mineralien. Das auf 1500 000 m³ ermittelte chankajskische Lager stellt also eine zwischen tuffogenen Gesteinen eingeschlossene Diatomitlinse dar.

2. Das sidiminskische Diatomit- und Tripellager. Das Lager liegt 30 km von der Amurbucht am Oberlauf des Sidimi in unmittelbarer Nähe der mandschurischen Grenze in einem bis 1000 m hohen Bergland. Die Gegend ist durch schnellfließende Gebirgsflüßchen, die in engen Felsältern dahinströmen, stark gegliedert. Im Gebiet des Lagers sind hauptsächlich Eruptivgesteine ausgebildet mit Ausnahme kleiner Fetzen tertiärer Sedimentablagerungen, die von Basalten durchbrochen und bedeckt werden. Als älteste Gesteine erscheinen Biotitgranite, die von Feldspatporphyren durchbrochen werden. Auf der denudierten Oberfläche der Granite liegen die tertiären Ablagerungen, die in schräge Falten mit nordöstlichem Streichen gelegt sind. Die Gesamtmächtigkeit der tertiären Ablagerungen ist nicht bestimmt, ihre sichtbare Mächtigkeit beträgt 100 m. Die Basalte durchbrechen die Tertiärschicht, bilden Gänge und Decken von 100 und mehr Meter Mächtigkeit. Die tertiären Ablagerungen werden durch Arkosesandsteine, Tuffite, Tuffe, Diato-

mite und Braunkohlen dargestellt. Die 3 m mächtigen Braunkohlen werden durch tonige und kohlenhaltige Schiefer in einige Schichtpakete geteilt. Die Arkosesandsteine erinnern nach ihrer mineralogischen Zusammensetzung sehr an die unter ihnen lagernden Granite, auf deren Kosten sie sich offenbar gebildet haben. Bei ihnen wird eine bedeutende Beimengung tuffogenen Materials beobachtet. Der sehr grobkörnige Tuff besteht hauptsächlich aus vulkanischem Glas und einer kleinen Menge Quarz, Glas, sauren Plagioklasen und Biotit. Der Tripel besteht aus den Panzerbruchstücken der Diatomeen *Melosira*, untergetaucht in amorphe Kieselsäure, außerdem kommt eine geringe Beimengung von Mineralbruchstücken vor, Quarz, Feldspäte und Biotit. Man kann also eine Wechsellagerung von Diatomeengesteinen (Tripeln und Diatomiten) und Tuffen mit Tuffiten und tuffogenen Sandsteinen annehmen. Aller Wahrscheinlichkeit nach ist die Entstehung der sidiminskischen und chankajskischen Diatomite analog: Die Entwicklung der Diatomeenflora ist mit dem Herausfallen vulkanischer Asche in das Süßwasserbecken und mit dem Wegtragen verbunden; diese erscheint als Ursprung der Kieselsäure für die Diatomeenpanzer. Es folgt eine chemische Analyse des Diatomits, der eine große Menge Aluminium- und Eisenoxyd enthält, was wahrscheinlich mit der Beimengung von Fremdmaterial verbunden ist. Die große Menge von Eisenverbindungen setzt in vieler Beziehung die Qualität des Diatomits herab. Laboratoriumsversuche erwiesen ihn als sehr wertvoll für das Bauwesen. Die Vorräte werden auf 1 500 000 m³ geschätzt. Ungünstig sind die schlechten Verkehrswege und die Nähe der Grenze (300—500 m). 3. Das Diatomitlager vom Sowjet-Hafen. Es handelt sich um weiße, sehr leichte Gesteine mit erdigem Bruch, die Pflanzenüberreste enthalten. Unter dem Mikroskop wurde in einigen Schliften beobachtet, daß das Gestein aus den kleinsten Bruchstücken von Diatomeenpanzern besteht und aus einer kleinen Zahl (ungefähr 10—15%) unversehrter Formen in Gestalt von Kügelchen von 0,01 mm Durchmesser. Andere Schlifflinien zeigen dagegen eine ganz unbedeutende Menge schlecht unterscheidbarer Bruchstücke, und die Hauptmasse (mehr als 80%) besteht aus deutlich sichtbaren Panzern der Diatomeen *Melosira* u. a., die durch amorphe Kieselsäure schwach verbacken sind. Man kann annehmen, daß diese Diatomite von guter Qualität sind. Auf Grund der petrographischen Untersuchungen geben sie wahrscheinlich eine große Menge Kieselsäure und eine kleine Anzahl Eisen- und anderer nachteiliger Verbindungen, so daß man sie für die Glasindustrie usw. ausnützen kann.

Hedwig Stoltenberg.

Maleew, E. F.: Lagerstätten von Diatomiten, Tripel und Opoka im Küstengebiet des Fernen Ostens. (Mitt. fernöstl. Fil Akad. Wiss. USSR. 22. Wladiwostok 1937. 7—24. Mit 1 Übersichtskärtchen, 3 geol. Kärtchen, 3 Prof., mehr. Tab. u. Florenangaben. Russ. mit engl. Zusammenf.)

1. Nomenklatur der Diatomeengesteine.

Die Lager der Dolomitgesteine der Küstenprovinz des Fernen Ostens gehören gewöhnlich zur Masse der tertiären Süßwasserablagerungen. Dia-

tomit ist ein Gestein, das fast völlig aus den Opalpanzern der Diatomeen und ihren Bruchstücken besteht. Es ist halblocker oder schwach verbacken, leicht, weiß oder gelblich. Die Zahl der Panzer erreicht bisweilen 30 Mill. in 1cm³. Außer Diatomeen werden oft Radiolarien, Schwammnadeln, Foraminiferen und Körner verschiedener Mineralien beobachtet. Das spezifische Gewicht der Diatomite beträgt 1,9—2,2. Tripel ist ein Gestein, das sich nach dem Aussehen wenig von dem Diatomit unterscheidet, nur etwas fester ist. Der Tripel hat auch dieselben technischen Eigenschaften wie der Diatomit; unter dem Mikroskop besteht er aus den kleinsten Opalkügelchen und einer geringeren Menge Diatomeen. Opoka sind die am meisten veränderten, festen kieseligen Gesteine, oft mit muscheligen Bruch, die bisweilen beim Schlag mit dem Hammer klingen. Unter dem Mikroskop bestehen sie aus Opal, einer kleinen Menge tonigen Materials, Bruchstücken von Mineralien und Überresten von Skeletteilen von Organismen (Diatomeen, Radiolarien, Schwämmen). Im Chemismus der Diatomeengesteine ist die große Menge Kieselsäure charakteristisch, die zwischen 60 und 97% schwankt, und die große Menge des Glühverlustes, was mit der wässerigen Kieselsäure und dem organischen Stoff verbunden ist.

Hedwig Stoltenberg.

Maleew, E. H.: Lagerstätten von Diatomiten, Tripel und Opoka im Küstengebiet des Fernen Ostens. (Mitt. fernöstl. Akad. Wiss. USSR. 22. Wladiwostok 1937. 7—24. Mit 1 Übersichtskärtchen, 3 geol. Kärtchen, 3 Prof., mehr. Tab. u. Florenangaben. Russ. mit engl. Zusammenf.)

2. Die verschiedenen Lager. B. Das Lager von Tschernyj Jar, vom Amagu, von der Botschi.

4. Das Lager von Tschernyj Jar liegt auf dem rechten Ufer des Amur, 3 km von Bogorodska. Das Gebiet des Lagers ist zum größten Teil aus tertiären Effusivgesteinen zusammengesetzt. Im unteren Teil der tertiären Bildungen lagern Andesite und ihre Tuffe, höher Sedimentgesteine, welche durch graue schieferige Tone mit Flora, Kohlen und Diatomite dargestellt werden; darüber liegen Basalte. Die Diatomitschichten treten unter der 20-m-Akkumulationsterrasse aus Sandsteinen und Konglomeraten hervor, sie sind in schräge Falten gelegt. Es ist ein hellgraues, leichtes schwachzementiertes Gestein aus Bruchstücken und unversehrten Panzern der Diatomeen *Melosira granulata*. Die chemische Analyse wird angeführt. Der Diatomit besitzt gute hydraulische Eigenschaften. 5. Das Lager von Tripel und Opoka am Amagu liegt an der Mündung an der nördlichen Küste des Küstengebietes des Fernen Ostens, am südlichen Teil des Tartarensundes ungefähr in 46° n. Br. Das Gebiet des Lagers stellt sich dar als Vorgebirgsland des zentralen Teiles des Sichota-alin In Verbindung mit der Ausbildung der Basaltdecken werden flache Erhebungen beobachtet, die durch die Erosion stark zergliedert sind. Ihre Höhen schwanken um 200 m, weiter im Innern, wo das Relief noch mehr gegliedert ist, erreichen sie 500 m. Das Gebiet des Lagers ist im Grunde aus Eruptivgesteinen zusammengesetzt. Sedimentablagerungen liegen in Gestalt einer kleinen Insel. Als älteste Gesteine erscheinen feinkörnige Hornblende- und mittel- und

grobkörnige Biotitgranite. Dem Alter nach folgen Quarzporphyre. Darüber liegen tertiäre Bildungen, dargestellt durch eine Wechsellagerung der beiden Basalt- und der drei Sedimentgesteinshorizonte. Sie sind in Falten mit NO-Streichen gelegt und durch sekundäre Faltung noch einmal im Winkel zur ersten gefaltet. Darüber liegen junge Basalte in Gestalt von Gängen und Decken. Die tertiären Ablagerungen haben wechselnde Mächtigkeit, einige lagern linsenförmig. Die Gesamtmächtigkeit beträgt ungefähr 400—460 m. Es folgt eine Angabe der 5 Horizonte und ihrer Mächtigkeiten.

1. Der untere Diatomithorizont besteht aus verkieselten Andesit-Aschentuffen, Tuffiten, fein- und grobkörnigen tuffogenen Sandsteinen mit Bruchstücken von Tuffen, Kohlen, kohligen Schiefen und Zwischenschichten von Ruß inmitten der Tripel. In der Mitte der Schicht lagert ein mächtiges Schichtpaket Tripel (s. Prof.), dessen Gesamtmächtigkeit 55 m beträgt; darüber liegen tuffogene Quarzsandsteine, schwarze sandig-tonige und kohlenhaltige Schiefer mit geringmächtigen Tripelschichten, bedeckt von konglomeratischem Sandstein.

2. Der untere Basalthorizont besteht aus dunkelgrauen verwitterten, bisweilen im oberen Teil porösen Basalten.

3. Der obere Diatomithorizont liegt auf der verwitterten Oberfläche der dunkelgrauen Basalte. In den Basaltschichten kommen inmitten der schwarzen tuffogenen, leicht verkieselten Schiefer Gerölle verwitterter, zum großen Teil poröser Basalte vor. Höher liegen Aschentuffe von Dacit, Diatomite, feste Tripel mit Zwischenschichten verkieselter Sandsteine, schwarze glasige Opoka und kieselige und geschichtete Tripel. Diese Diatomeenschichten werden von Aschentuffen und Tuffiten und grünen tuffogenen Sandsteinen mit Opokazwischenschichten bedeckt. Es folgt eine Florenaufzählung.

4. Der obere Basalthorizont.

5. Der sandig-schiefrige Horizont (schlecht aufgeschlossen). Es werden dunkelzimtbraune Opoka, tuffogene Schiefer und Sandsteine angetroffen. Die Diatomeengesteine werden dargestellt durch Diatomit, feste Tripel, geschichtete Tripel, verschiedene Opoka. Der weiße oder hellgraue Diatomit ist leicht, in frischem, feuchtem Zustand plastisch, trocken besitzt er Härte 2; er besteht aus Panzern und Bruchstücken von Diatomeen (ungefähr 80%) *Melosira* herrschen vor, andere Gattungen erinnern an Salzwasserformen. Als Bindemittel dient Opal (etwa 20%), auf Kosten der Auflösung der Diatomeen gebildet. Tripel. Der feste weiße Tripel ist ein leichtes Pelitgestein, Härte 4. Er besteht aus einer tonigen Opalmasse mit wenig Diatomeenpanzern; der Opalteil stellt eine poröse Masse dar. Der cremefarbene Tripel ist gleichartig und pelitisch, Härte 4; er bekommt eine weiße oder hellgraue Verwitterungsrinde. Er besteht aus Bruchstücken und ganzen Diatomeenpanzern, durch amorphe Kieselsäure (Opal) verbacken. Ungefähr 80% Diatomeenpelit ist im Gestein vorhanden. Diese beiden Tripeltypen bilden bis 35 m mächtige Lager. Die geschichteten, weißen, hellgrauen oder cremefarbenen Tripel sind pelitisch und gewöhnlich feinporös, sie weisen Abdrücke von Pflanzen und Insekten auf, Härte 3—4. Einige Abarten enthalten bis 50% Bruchstücke und unversehrte Diatomeenpanzer, bei einigen Arten kommen Diatomeen sehr selten vor. Die Grundmasse besteht aus Opalkügelchen; es sind 5—10% fremde Beimengungen

vorhanden, hauptsächlich Quarz, Feldspäte, Biotit und Sericit. Die Schichten sind mehr als 10 m mächtig. Opoka. Nach den vorhandenen Proben wurden 5 Opokaarten abgeteilt, die sich nach Texturmerkmalen, nach dem Grade der Verkieselung und nach der Farbe unterscheiden. Die geschichtete Opoka ist dunkelgrau und gleichartig, Härte 5; sie besteht aus Opal in Gestalt von Anhäufungen von unregelmäßiger Form. Der pflanzliche Detritus (10—15%) liegt der Schichtung des Gesteins parallel. Es kommen auch kleine Scheiben vor mit Gerippteit nach der Peripherie. Die feste schwarze Opoka hat das Aussehen von Kieselschiefer, Härte 5. Die dicke Masse besteht aus Opal in Gestalt kleiner Körper und Kügelchen; es kommt eine kleine Menge scharfeckiger und korrodierter Bruchstücke von Quarz, Aggregate von Sericit und Pflanzendetritus vor. Die glasige cremefarbene Opoka ist gleichartig und fest, Härte 5. Die kompakte poröse Opalmasse hat eine Beimengung von tonigem Material, sie kommt in Gestalt wenig mächtiger Schichten und Linsen im oberen Diatomithorizont vor. Die kieselige cremefarbene Opoka ist fest und schwer, Härte 6; sie besteht aus durch Opal (ungefähr 25%) zementierten Quarzkörperchen und lagert in wenig mächtigen Schichten inmitten der Tripel des unteren und oberen Diatomithorizontes. Die Entstehungsbedingungen der tertiären Ablagerungen. Das Ergebnis der starken vulkanischen Tätigkeit waren zwei (festgestellte) Ergüsse von Basaltströmen, im Zeitraum dazwischen mehrmalige Aschenausbrüche. Die Diatomeengesteine kommen abwechselnd mit den Tuffen und mit den Trümmergesteinen vor. Solche Lagerung deutet darauf hin, daß der Ursprung der Kieselsäure für die Diatomeenpanzer die vulkanische Asche und offenbar hauptsächlich das vulkanische Glas war. Alle Arten der Diatomeengesteine bildeten sich als Ergebnis der Anhäufung von Diatomeenpanzern in Wasserbecken und ihrer folgenden Zementation. Die Vorräte des amaginskischen Lagers werden mit 6000000 t bestimmt. Es folgen mehrere chemische Analysen. Die Tripel sind guter Rohstoff für Bauzwecke. 6. Das botschinskische Lager von Tripel und Opoka. Das Lager befindet sich stromauf an der Botschi, etwa 22 km von Grosewitsch am Tatarensund in einem Gebirgsland. Im Mündungsgebiet der Botschi sind vorzugsweise Decken von Andesit-Basalten ausgebildet, aufwärts an der Botschi lösen Porphyrite und -breccien sie ab, unter denen ältere Granite hervortreten. Inmitten dieser Eruptivgesteine hat sich eine kleine Insel tertiärer Sedimentgesteine erhalten, welche ein Lager von Opoka enthalten. Alle Sedimentgesteine zerfallen in 3 Horizonte (von oben nach unten): 1. lockere Konglomerate, verbakene Gerölle von Graniten, Fel-siten, Quarzporphyren u. a., 26 m mächtig; 2. im unteren Teil des Horizontes feste Opoka mit Pflanzenabdrücken, verkieselt, im oberen Teil schwach zementierte leichte Tripel. Es folgt ein eingehendes Profil; 4 Schichtpakete sind tauglich für Ausbeutung. Es folgt eine Florenangabe. 3. Ton-schiefer. Einige Schichten enthalten Pflanzenüberreste; bisweilen kommen tuffogene Schichten vor. Die Opoka sind sehr stark verkieselt, Härte 3—4, geschichtet, bisweilen massiv, enthalten Pflanzenabdrücke; sie bestehen aus amorpher Kieselsäure, sind offenbar organogenen Ursprungs. Die Tripel

sind geschichtete leichte Gesteine, die aus sehr kleinen Opalkügelchen und -körperchen bestehen. Es folgen mehrere chemische Analysen. Die Tripel und Opoka sind ein sehr guter Rohstoff für hydraulische Zusatzmittel und Herstellung von Kalk-Tripelzement. Am Schluß folgt eine Zusammenfassung.

Hedwig Stoltenberg.

Owsjannikow, N. W.: Steinerner Baumaterialien des fernöstlichen Küstengebietes. (Mitt. d. fernöstl. Fil. Akad. Wiss. USSR. 20. Wladiwostok 1936. 3—44. Mit vielen Tab. Russisch.) — I.

Dies ist die erste Arbeit, welche die Lagerstätten der Baumaterialien des Küstenstriches des Fernen Ostens behandelt, und zwar nur diejenigen, welche heute einen hohen ökonomischen Wert haben. Verf. geht zur Beschreibung der Lager und der Rohstoffe über. 1. Steinmaterialien. S. 3—15. Schwere Bausteine [Mauersteine]. (Granit, Porphyr, Diabas, Basalt, Sandstein, Kalkstein.) Als Gebirgsland ist dies Küstengebiet reich an Lagern schwerer steinerner Baumaterialien. Fast alle Massengesteine des Gebietes werden als Steinmaterial verwandt. Als die besten Steinbaumaterialien werden die Andesit-Basalte angesehen, dann die Granite; als Hausfundamente geeignet sind hauptsächlich Porphyre, Diabase und Sandsteine. Die Granite des Küstengebietes sind fast alle grob- und mittelkörnig. Das Mikroskop zeigt immer bedeutende Spuren der Verwitterung und Kataklase der einzelnen Mineralien. Bestandteile: Quarz, Orthoklas, Hornblende. Fast in allen Steinbrüchen sind die Granite so stark zusammengequetscht und zerstückelt, daß sie Lager von feinem Gesteinsschutt bilden, der leicht der mechanischen Verwitterung unterworfen ist. Das Vorhandensein versteckter Klüfte macht viele Granite gänzlich ungeeignet für Bauzwecke; sie kommen besonders viel im ganzen südlichen Küstengebiet vor. Es sind dort nur 4 große Lagerstätten mit einem guten, nicht zusammengedrückten Stein vorhanden, wo man auch große Blöcke gewinnen kann. Die Granite sehr vieler Lagerstätten unterliegen leicht und schnell der Verwitterung, die grob- und mittelkörnigen Biotitgranite gewöhnlich intensiver Zerstörung. Eine Tabelle zeigt die technischen Eigenschaften der Granite des Küstengebietes. Es folgt eine Aufzählung der besten Lager des Küsten- und des Ussuri-Gebietes. Die Andesit-Basalt-Laven sind im Ussuri- und im Küstengebiet weit verbreitet in Gestalt mächtiger Decken, die Hunderte von Quadratkilometer einnehmen und bis 500 m Mächtigkeit erreichen. Es kommen dichte und poröse Abarten vor; letztere gliedern sich wieder in zwei Arten: fein- und grobporöse. Als hauptsächlichste gesteinsbildende Mineralien erscheinen Plagioklas (Andesin, Oligoklas, selten Labrador) und Augit mit seltener Beimengung von Titanmagnetit. Diese Gesteine sind widerstandsfähig gegen die Verwitterung, nur in den roten porösen Abarten geht die Verwitterung sehr intensiv vor sich; die zahlreichen Mikroporen sind fast völlig mit Eisenoxyden ausgefüllt. Aus den porösen Basalten werden Mühlsteine angefertigt. Es folgen eine Tabelle der technischen Eigenschaften der Andesit-Basalte und die Angabe der bekanntesten Lager im Küsten- und im Ussuri-Gebiet. Die anderen Eruptivgesteine. Zu dieser Gruppe sind gerechnet: Porphyre, Porphyrite, Diorite, Diabase und die übrigen Eruptivgesteine, die

im ganzen Fernen Osten genügend weit ausgebildet sind. Der Hauptgrund für die große Menge zum Bauen ungeeigneter Gesteine dieser Gruppe liegt in ihrer schwachen Widerstandsfähigkeit gegen die Verwitterung. Die Porphyre sind meistens stark zusammengequetscht, durch viele Klüfte zerteilt. Die sie zusammensetzenden Mineralien sind ihrerseits stark zersetzt; die Feldspäte sind zerstört, an ihrer Stelle bildeten sich Kaolin und Calcit. Diabase sind nur im Gebiet von Wladiwostok entwickelt. Sie bestehen aus einer großen Zahl kleiner Körner von basischem Plagioklas (Labrador), chloritisiertem grobem Augit und Hornblende. Auf allen Mineralien sind Verwitterungsspuren bemerkbar. In den Steinbrüchen sind die Diabase gewöhnlich durch ein System von Klüften von Blockabsonderung zerteilt. Bisweilen werden dünne Calcitadern beobachtet. Die Diabase sind alle hart und widerstandsfähig gegen die Verwitterung. Die übrigen Gesteine sind nur wenig verbreitet. Es werden die technischen Eigenschaften der Gesteine dieser Gruppe und ihre Lager im Küsten- und im Ussuri-Gebiet angegeben. Sandstein ist im ganzen Küstengebiet stark ausgebildet, gewöhnlich mesozoischen und oberpaläozoischen Alters; fein-, mittel-, seltener grobkörnig. Sehr oft finden sich in der Gesamtmasse des Gesteins Teilchen von Ruß, Abdrücke von verkohlten Stücken, kleinen Zweigen und Blättern. Nach der mineralogischen Zusammensetzung sind dies alles Feldspatabarten, die aus einer gleichen Menge Quarzkörner und Feldspatstückchen bestehen, die durch ein toniges, seltener ein tonig-kieseliges Bindemittel zementiert sind. Die Feldspäte — Orthoklase — sind in einigen Sandsteinen fast völlig verwittert, an ihrer Stelle bildeten sich Poren, die oft mit Kaolin und Eisenhydroxyd angefüllt sind. Gegen Verwitterung sind die Gesteine gewöhnlich wenig widerstandsfähig. Die kaolinisierten Sandsteine saugen gierig Wasser auf, halten es fest, daher quellen sie auf und verlieren ihre Festigkeit (das tonige Bindemittel wird zerstört). Eine der interessantesten Verwitterungserscheinungen der primorskischen Sandsteine ist das „Abschälen“; dabei geht die Zerstörung des Gesteins in einzelnen Schichten vor sich, die nicht auf einmal, sondern nur stellenweise abfallen. Die Sandsteine sind nur als Material zum Pflastern der Fußwege zu empfehlen. Dann folgen die Tabellen der technischen Eigenschaften dieser Sandsteine und ihre wichtigsten Lagerstätten im Küsten- und im Ussuri-Gebiet. Kalksteine und Marmore. Es sind im Küstengebiet nur zwei Lager bekannt, aus denen Bausteine gewonnen werden; Kalkstein aus dem einen als Mauerstein in den Fundamenten der Gebäude, Marmor aus dem anderen als Skulpturstein. Der Kalkstein ist kristallin, gleichartig, mit weißen Calcitküpfelchen; Einschlüsse von Bruchstücken vulkanischer Gesteine, gewöhnlich Quarzporphyr und Quarz, sind häufig. Das Gestein ist fest und ziemlich widerstandsfähig gegen mechanische Verwitterung. Der Marmor ist weiß und feinkörnig und schwach durch Klüfte zerteilt, was die Gewinnung in großen Blöcken gestattet. Leichte Steine. Heute ist nur ein industrielles Lager leichter blasenreicher Laven (Andesit-Basalte) und eines von Bimsstein im Küstengebiet bekannt. Einstweilen werden nur erstere beim Bauen verwandt; Bimsstein wird noch nicht ausgebeutet, weil die Vorräte im Lager unbedeutend sind und es zu weit vom Verbrauchsgebiet entfernt ist. Blasenreiche Laven nennen wir Andesit-Basalt, welcher dank dem Reichtum an Poren so leicht wird, daß er wie

Bimsstein im Wasser schwimmt. Sie lagern in Gestalt von Körpern von unregelmäßiger Form inmitten der dichten Andesit-Basalte; ihre physikalischen Eigenschaften werden angegeben. Das Bimssteinlager ist sedimentären Typs. Dachschiefer. Das adiminskische Lager ist ungefähr 500 m mächtig, die Schichten fallen fast senkrecht; möglich ist ein Aushauen der Plättchen in einer Dicke von 1—2 mm bei einem Ausmaß von 15×25 cm, ohne daß sie spalten. Verkleidungssteine. Im Küstengebiet sind zahlreiche Lager wertvoller (vom künstlerischen Gesichtspunkt aus), aber noch nicht genügend untersuchter Verkleidungssteine vorhanden. Es werden die Marmor- und die Granit- und Syenitlager im Küsten- und im Ussuri-Gebiet aufgezählt. Die verschiedenen Granite werden kurz beschrieben.

Hedwig Stoltenberg.

Owsjannikow, N. W.: Steinerne Baumaterialien des fernöstlichen Küstengebietes. (Mitt. d. fernöstl. Fil. Akad. Wiss. USSR. 20. Wladiwostok 1936. 3—44. Mit vielen Tab. Russisch.) — II.

2. Kalksteine. S. 15—20. Die Kalksteine sind im Küstengebiet augenblicklich schwach untersucht und nur innerhalb des Paläozoicums (oberen) und Mesozoicums (unteren) bekannt. Die oberpaläozoischen Kalksteine (permische und karbone) enthalten verschiedene Foraminiferen, Muschelschalen, Crinoidenglieder, stellenweise auch Korallen. Einige Kalksteine sind auf Grund der Fauna als oberkarbon bestimmt worden. Die oberpaläozoischen Kalksteine haben kristalline Struktur, seltener sind sie dicht; im letzteren Falle enthalten sie immer Mollusken-, Fusulinen- und Crinoidenfauna. Sie lagern meist in Form von Schichten, bis 100—150 m mächtig, seltener als Linsen oder Nester. In den Kalksteinen einiger Lager finden sich fremde Mineralien, Graphit, Granit, bisweilen sind sie verkieselt. Es kommen auch schlammige Einschlüsse vor. Gewisse Abarten ergeben nach dem Brennen „hydraulischen Kalk“. Die untermesozoischen festen Kalksteine mit Molluskenfauna lagern in Form von Linsen in den Triasablagerungen inmitten von Sandsteinen und Schiefeln. Sie enthalten keine Beimengungen von fremden Mineralien und geben nach der Bearbeitung fetten weißen Kalk. Mittelmesozoische Kalksteine sind nur im Becken des Sudsuch-Flusses am Osthang des Sichota-alin angetroffen; sie lagern in Form von Linsen in jurassischen oder untercretacischen Kieselschiefeln. Eine Tabelle gibt die chemische Zusammensetzung der Kalksteine des Küstengebietes, eine andere die des spaßkischen Kalksteins an. Das Küstengebiet hat eine große Anzahl von Kalksteinlagern, fast in jedem Bezirk sind einige genügend große Lager vorhanden mit Ausnahme eines ausgedehnten Bezirkes an der Meeresküste. Es folgt die Angabe der am meisten untersuchten Lager des Küsten- und des Ussuri-Gebietes. 3. Diatomitgesteine. (Diatomite, Tripel, Mergel.) S. 20—26. Diese Gesteine wurden erst 1931 bekannt. Die im Küstengebiet bekannten Lager von Diatomitgesteinen gehören ausschließlich zu tertiären Ablagerungen. Nach der wunderschön erhaltenen Flora muß man sie zum Oligocän rechnen. Sie kommen an der Küste des Japanischen Meeres und im südlichen Küstengebiet vor. Meistens streichen die Diatomitgesteine an der Erdoberfläche aus und bilden steile, manchmal fast senkrechte

Felsen von 30—60 m Höhe. Wenn sie austrocknen, bekommen sie schnell Risse, daher häufen sich am Fuß dieser Steilhänge bedeutende Sturzmassen an. Die Oligocänschichten bilden gewöhnlich keine steilen Falten. Gewöhnlich liegt am Grunde der Diatomitschicht ein Braunkohlenflöz, gelegentlich auch eine Schicht von kohlig-tonigem Schiefer. Die Masse der beschriebenen Gesteine ist 23—71 m mächtig, dabei wird sie in allen Fällen durch Sandsteinzwischen-schichten von 0,9—25 m Mächtigkeit in einzelne, 5—29 m mächtige Schichtpakete geteilt. Die Diatomitschicht bedeckt eine sandig-konglomeratische Schicht, auf der fast immer Basalte liegen, bisweilen in Gestalt einer hinreichend mächtigen Decke. In jedem Lager von Diatomitgesteinen treten zwei Abarten auf, eine weiche und eine feste (Härte = 5). Die häufige Wechsellagerung der verschieden gefärbten Abarten verleiht ihnen ein buntfarbiges (streifiges) Aussehen. Die chemischen und technischen Untersuchungen zeigten, daß im fernöstlichen Küstengebiet hinsichtlich der Qualität die besten Diatomitgesteine vorkommen. Es folgen Angaben über die Verwendung, Aufzählung der bekanntesten Lager von Diatomitgesteinen im Küsten- und im Ussuri-Gebiet und 8 Tabellen. 4. Gelbe (Ziegel-) Tone. S. 26—31. Die gelben (Ziegel-) Tone sind im fernöstlichen Küstengebiet weit verbreitet. Sie liegen zwischen jungen sedimentären Ablagerungen: tertiären, posttertiären und heutigen (alluvialen, deluvialen, eluvialen). Die mit tertiären, posttertiären und z. T. mit alluvialen Ablagerungen verbundenen Tonlager gehören gewöhnlich zu ebenen, schwachhügeligen Gegenden, aber die mit alluvialen, deluvialen und eluvialen Ablagerungen verbundenen zu steilhügeligen und gebirgigen Gegenden. Die tertiären und posttertiären Tone lagern in Form mächtiger Schichten und schichtförmiger Linsen. Die Mächtigkeit der Lager ist immer bedeutend und kann 25—30 m erreichen, auch die Vorräte sind bedeutend. Die Tone sind fast immer fett; ihre Textur ist massig, gleichmäßig, ihre Plastizität und Zähigkeit durchschnittlich. Die chemische Zusammensetzung der Tone ist nicht beständig; sie hängt in bedeutendem Maße von den fremden Beimengungen in Gestalt von Quarz- oder Feldspatsand, Ocker, d. h. Eisenoxyd, Glimmern und organischen Beimengungen ab. Die heutigen Tone (alluvial, deluvial, eluvial) lagern in Form kleiner Linsen und unregelmäßiger Körper (nestartiger Linsen, Taschen u. a.). Bei einer durchschnittlichen Größe von 1—2,5 m überschreitet die Mächtigkeit dieser Lager nicht 5—7 m. Die heutigen Tone sind gewöhnlich mager, in seltenen Fällen fett und halbfett; sie enthalten in ihrer Masse, in Gestalt mechanischer Beimengung Sand, Gesteinskörnchen, feinen Gesteinsschutt, Grand und bisweilen auch Kies. Bei den deluvialen Tonen kann diese Beimengung von grobkörnigem Material zeitweise bis 30% betragen. Die Textur ist massig mit unregelmäßig zerstreutem grobkörnigem Material. Die chemische Zusammensetzung der heutigen Tone ist noch ungleichmäßiger als bei den tertiären. Es werden die bekanntesten Lager (22) im Küsten- und im Ussuri-Gebiet aufgezählt und kurz charakterisiert; eine Tabelle gibt ihre chemische und mechanische Zusammensetzung an. 5. Kaolintone. S. 31—34. Aufschlüsse weißer Tone kommen fast in allen Teilen des Küstengebietes vor, sind aber sehr wenig untersucht. Weiße Tone sind nur in den jungen tertiären, post-

tertiären und heutigen sedimentären Ablagerungen bekannt. Die tertiären Tone lagern in Gestalt von 1—6 m mächtigen Schichten, ihre Zusammensetzung ist gleichmäßig, als Grund und als Dach dienen gelbe und braune Tone, bisweilen Braunkohle. Die tertiären Tone sind meistens fett, zähe, fest. Die posttertiären Tone lagern immer in Gestalt großer schichtförmiger, 1,6—2,5 m bis 4,5 m mächtiger Linsen, die immer aus einzelnen Schichtpaketen bestehen, die sich gewöhnlich nach der Farbe, manchmal aber auch nach der mechanischen Zusammensetzung deutlich unterscheiden; auch sind sie unbeständig, keilen bisweilen aus und verschwinden ganz. Die Farbe der postpliocänen Tone ist sehr verschieden; die dunklen Farben hängen von der Beimengung organischen Stoffes ab. Die Tone sind fett, selten halbmager. Als Beimengung kommen fein- und grobkörniger Sand und sehr selten feiner Kies vor. Im natürlichen Zustand sind sie sehr zähe, fest, geben aber mit Wasser eine gute plastische Masse. Sie lagern meistens zwischen Sanden. Die deluvialen Tone finden sich hauptsächlich in gebirgigen Gegenden, an den Hängen und Ufern der Täler der Gebirgsbäche, am besten untersucht ist der Sichota-alin. Die Tone verdanken ihre Entstehung den Vorgängen der chemischen Verwitterung und bilden sich durch Zerstörung der paläozoischen und mesozoischen Tonschiefer, Porphyre und Granite. Die Lagen sind nur geringmächtig, 0,7—1,2 m, selten bis 4 m. Die Zusammensetzung der Lager ist gleichmäßig, die Masse ist fett, aber gewöhnlich ist ihr eine große Menge groben und feinen Gesteinsschuttes des Muttergesteins, aber bisweilen auch Sand beigemischt. Diese Beimengung erreicht mitunter große Ausmaße. Die Schichten lagern immer zwischen gelben Tönen. Die chemische Zusammensetzung ist sehr verschiedenartig und hängt von den Gesteinen ab, durch deren Zerstörung sie entstanden sind. Es folgt ihre chemische und mechanische Charakteristik und die Aufzählung der Lager im Küsten- und im Ussuri-Gebiet, die kurz charakterisiert werden.

Hedwig Stoltenberg.

Owsjannikow, N. W.: Steinerner Baumaterialien des fernöstlichen Küstengebietes. (Mitt. d. fernöstl. Fil. Akad. Wiss. USSR. 20. Wladiwostok 1936. 3—44. Mit vielen Tab. Russisch.) — III.

6. Bausande. S. 34—39. Im fernöstlichen Küstengebiet kommen Bausande inmitten von alluvialen (Fluß-, See- und Meeres-), postpliocänen und, sehr selten, tertiären Ablagerungen vor. In den alluvialen Ablagerungen liegen sie in Form von Linsen, Schichten, Taschen und Nestern in der sandig-konglomeratischen Schicht. Inmitten des Tal- und Delta-Alluviums bilden die Sande oft Sandbänke und Barren, aber im See- und Meeresalluvium Schüttungen am Ufer und Brandungswälle. Die Sandlager sind meistens mit einer Vegetationsschicht bedeckt; ihre Mächtigkeit ist nicht groß, durchschnittlich 1,5 m. In bezug auf die Vorräte sind die Lager in der Nähe der Meeres- oder Seebuchten am aussichtsreichsten; sie nehmen eine bedeutende Fläche ein, haben beständige Mächtigkeit, regelmäßige Form und gleichartiges reines Material. Die mit dem Fluß- und Delta-Alluvium verbundenen Lager haben kleine flächenhafte Verbreitung, unbedeutende Vorräte und liegen zwischen Geröll und Kies, sind von unbeständiger Mächtigkeit, unregelmäßiger Form und ungleichartigem Material. Die

Qualität der Alluvialsande ist verschieden. In einigen Lagern ist eine bedeutende Beimengung von Schlamm und Ton vorhanden, die 30—40% erreicht, in anderen ist im Gegenteil die Schlammbeimengung geringfügig. Sehr oft sind die Flußsande durch Kies und kleines Geröll, die Meeres- und Delta-Sande außerdem auch durch Muschelschalen verschmutzt. Die alluvialen Sande sind immerarkosisch, sehr selten feldspätig-quarzig, noch seltener quarzig. Meistens sind sie gut abgerollt. Nach der Korngröße sind die Sande gewöhnlich verschiedenkörnig, aber die Mischung kleiner, mittlerer und großer Körner ging fast in gleichen Verhältnissen vor sich. In den postpliocänen Ablagerungen haben die Sandlager die Form großer schichtförmiger Linsen und Schichten. Die Mächtigkeit dieser Sandlager schwankt von 2—5 m, die Sand-schichten liegen horizontal. An der Oberfläche sind sie mit einer mächtigen (tonigen) Vegetationsschicht bedeckt; sie werden von Tonen unterlagert. Der Übergang von den Tonen zu den Sanden ist schroff. Die Qualität der postpliocänen Sande ist verschieden. Gleich oft kommen schlammige und schlammfreie, durch Geröll verschmutzte und nicht verschmutzte Sande vor (bisweilen 30—40% Geröll). Nach der mineralogischen Zusammensetzung sind die postpliocänen Sande quarzig-feldspätig, bisweilen quarzig und selten arkosisch. Sie sind gewöhnlich verschiedenkörnig und bestehen aus in verschiedenen Verhältnissen gemischten kleinen, mittleren und großen Körnern. Die Sandkörner sind schwach abgerollt. Die tertiären Sande lagern in Form von Linsen zwischen den grauen und gelben Tonen einiger Braunkohlenlager in der Tiefe von 15—30 m von der Oberfläche. Sie sind immer stark schlammig (bis 35—40%), verschiedenkörnig, quarzig-feldspätig. Sie haben keine industrielle Bedeutung. Es folgen mehrere Tabellen der mechanischen Zusammensetzung der Bausande und die Aufzählung und kurze Charakterisierung der Lager des Küsten- und des Ussuri-Gebietes. 7. Schotter. (Kies, Geröll, Geröll mit Sand.) Schotter wie auch Sande kommen nur inmitten der jungen heutigen (Fluß-, Delta- und Meeres-Alluvium) und der postpliocänen Ablagerungen vor. In den alluvialen Ablagerungen lagern sie in Form von schichtförmigen Linsen, Schichten, Nestern und Taschen in der (oberen) Sand-Geröllschicht, in angeschwemmten Sandbänken an den Flußufern und in der Brandungszone der Meeresbuchten. Die Mächtigkeit der alluvialen Lager ist unbedeutend, durchschnittlich 1,2 m. Das alluviale Geröll ist gewöhnlich nicht von gleichen Ausmaßen, von 10—75 mm; es besteht meistens aus harten Gesteinen — Quarz, Granit, Syenit, Quarzporphyr und festem Sandstein. Das kleine Geröll ist immer gut abgerundet und sogar sortiert, das große (mehr als 75 mm) schlechter abgerollt und oft von unregelmäßiger Form. In der Regel sind dem Geröll immer Kieselsteine und Sand beigemischt, in einigen Lagern auch Ton. In den postpliocänen Ablagerungen lagert das Geröll (gewöhnlich verschiedenkörnige Sande mit Geröll und Kies) in Form von Schichten und schichtförmigen Linsen. Die Mächtigkeit der Lager ist bedeutend, von 8—35 m. Das Geröll liegt immer im oberen Teil der Ablagerungen; es wird von einer 0,40—2,5 m mächtigen Vegetationsschicht bedeckt und von Tonen, Arkose- und Quarzsanden unterlagert. Lager von reinem Geröll sind in den beschriebenen Ablagerungen einstweilen nicht angetroffen.

Das nutzbare Mineral besteht gewöhnlich aus 50—60% Quarz-Feldspat-Sand verschiedener Korngröße und 40—50% Geröll verschiedenen Durchmessers (öfter 10—35 mm), gut abgerundet, aus harten Gesteinen (Granit, Syenit) und öfter aus Quarz. Der Gehalt an Schlamm und Ton ist verschieden und gleich 5—45%. Die postpliocänen Schotter sind auf wenige Gebiete beschränkt, die alluvialen Schotter überall verbreitet. Es folgen eine Tabelle der mechanischen Zusammensetzung der Schotter des Küstengebietes und die Aufzählung und kurze Charakterisierung der Lager des Küsten- und des Ussuri-Gebietes mit 3 Tabellen. 8. Mineralfarben. Von den natürlichen Farben sind im fernöstlichen Küstengebiet Eisenocker von gelber Farbe und Kolkothar von ziegelroter Farbe. Sie bildeten sich als Ergebnis der chemischen Verwitterung der basischen Eruptivgesteine, der Andesit-Basalte. Eisenocker liegen in Gestalt unregelmäßiger Linsen, Taschen, Nester in den jungen sedimentären Ablagerungen (alluvialen oder deluvialen) in den Flußtälern oder an den Hängen schräger Berge. Die Lager sind unbedeutend nach Mächtigkeit und Vorräten. Reine natürliche Farben sind sehr wenig und sehr selten. Gewöhnlich kommen Ocker vor, die durch feinkörniges Material, Sand und feinen Gesteinsschutt verschmutzt sind. Es folgen die Aufzählung der Lager im Küsten- und im Ussuri-Gebiet und ihre kurze Charakterisierung unter Beifügung einiger Tabellen der chemischen Zusammensetzung.

Hedwig Stoltenberg.

Druckfehlerberichtigung.

Dieses Jahrbuch 1939. II. 1. Heft. S. 121. Zl. 17 v. u. lies: Mehmel statt Mehnel.

Berichtigung zum Referentenverzeichnis Heft 6. 1938. S. XI—XII: Das Sachverzeichnis wurde von Frl. Dr. PAULA SCHNEIDERHÖHN, Mineralogisch-geologisches Institut der Universität Erlangen, angefertigt.

